

UNIVERSIDAD DE CUENCA



Facultad de Ingeniería
Carrera de Ingeniería Civil



**Evaluación y análisis de la intensidad de lluvia de
diseño influenciada por oscilaciones decadales de
precipitación mediante la determinación de una
metodología de cálculo para la cuenca del río Paute**

Tesis previa a la obtención del título de Ingeniero Civil

Félix Rigoberto Guerrero Coronel
C.I.: 0105704399
Autor

Ing. Diego Esteban Mora Serrano PhD.
C.I.: 0102423506
Director

CUENCA-ECUADOR
OCTUBRE 2018

RESUMEN

En la cuenca del río Paute se ha registrado variación espacial y temporal en los niveles de precipitación. Producto de esta variabilidad temporal se determinaron perturbaciones positivas y negativas, causantes de oscilaciones decadales de precipitación. Estas oscilaciones contienen periodos con altos promedios de precipitación (húmedos) y otros con promedios menores (secos). Dichos periodos se encuentran dentro de una tendencia creciente o decreciente según la estación analizada. La existencia de periodos húmedo y secos representan una marcada diferencia en los promedios anuales, considerándose a esto como variabilidad climática. Por otro lado, la tendencia creciente o decreciente en los promedios se ha establecido como cambio climático. En otras cuencas, principalmente europeas, se han encontrado notables diferencias en los resultados de análisis de eventos extremos cuando se utilizan diferentes periodos de registros. Así también, la actualización de curvas de intensidad-duración-frecuencia (IDF) ha mostrado que las magnitudes difieren para análisis realizados con diferentes periodos de información pluviométrica. Este estudio se centró en determinar las diferencias en lluvias extremas al analizar diferentes periodos de registros en 8 estaciones de la cuenca. El intervalo de tiempo en el que se analizan dichos registros está determinado por los periodos húmedo, secos y sus transiciones (creciente y decreciente), dentro de las oscilaciones decadales de precipitación. Debido a la variabilidad espacial en la distribución de precipitación de la cuenca (régimenes unimodal y bimodal), se utilizaron las distribuciones Gumbel, Gamma y Log-Pearson tipo III (Gamma de tres parámetros). La elección del mejor ajuste se hizo mediante la prueba de Kolmogorov-Smirnov. Para reflejar las diferencias entre eventos extremos mediante sus intensidades se eligió la ecuación para curvas IDF mejor ajustada a cada estación. Se observó que los eventos para el periodo húmedo equivalían a eventos de mayor periodo de retorno al analizar la serie completa de registros. Así mismo las lluvias extremas del periodo seco equivalían a un periodo de retorno menor. Finalmente, que se evidenció la existencia de histéresis en dos de las cuatro estaciones ubicadas al centro de la cuenca y pertenecientes al régimen bimodal.

Palabras Clave: Distribuciones de probabilidad, eventos extremos, variabilidad climática, lluvia de diseño

ABSTRACT

In the Paute river basin, spatial and temporal variability in precipitation levels has been recorded. As a result of this temporal variability, positive and negative perturbations were determined, causing decadal oscillations of precipitation. These oscillations contain periods with high average rainfall (wet) and others with lower averages (dry). These periods are within a growing or decreasing trend depending on the season analyzed. The existence of wet and dry periods represent a marked difference in the annual averages, considering this as climate variability. On the other hand, the increasing or decreasing tendency in the averages has been established as climate change. In other basins, mainly European, significant differences have been found in the results of analysis of extreme events when different recording periods are used. Likewise, the updating of intensity-duration-frequency curves (IDF) has shown that the magnitudes differ for analyzes performed with different periods of rainfall information. This study focused on determining the differences in extreme rainfall by analyzing different periods of records in 8 stations in the basin. The time interval in which these records are analyzed is determined by the wet, dry periods and their transitions (increasing and decreasing), within the decadal oscillations of precipitation. Due to the spatial variability in the precipitation distribution in the basin (unimodal and bimodal regimes), the Gumbel, Gamma and Log-Pearson type III distributions (three-parameter gamma) were used. The best fit choice was made by the Kolmogorov-Smirnov test. To reflect differences between extreme events by their intensities, the equation for IDF curves best adjusted to each station was chosen. It was observed that the events for wet periods were equivalent to events of greater return period when the complete series of records was analyzed. Likewise, the extreme rains of dry periods were equivalent to a shorter return period. Finally, the existence of hysteresis was evidenced in two of the four stations located at the center of the basin and belonging to the bimodal regime.

Keywords: Probability distributions, extreme events, climate variability, design rainfall



CONTENIDO

RESUMEN	2
ABSTRACT.....	3
ÍNDICE DE GRÁFICOS.....	6
DEDICATORIA.....	12
1. INTRODUCCIÓN.....	13
1.1. Variabilidad y cambio climático	13
1.2. Análisis histórico de eventos extremos	14
1.3. Análisis histórico de eventos extremos en la región	15
1.4. Metodología de análisis de precipitaciones de diseño	17
1.5. Justificación y objetivos	18
1.5.1. Hipótesis y supuestos.....	19
1.5.2. Objetivo general.....	19
1.5.3. Objetivos específicos.....	19
2. MATERIALES Y MÉTODOS	20
2.1. Zona de estudio.....	20
2.2. Información y base de datos.....	21
2.3. Oscilaciones decadales: selección de estaciones y periodos a analizar	22
2.4. Relleno de datos mediante la metodología del factor de perturbación cuantil	24
2.5. Determinación de coeficientes de discretización para la lluvia de diseño.....	24
2.5.1. Eventos de corta duración.....	25
2.5.2. Lluvia de diseño para un periodo de retorno de dos años.....	26
2.5.3. Cociente entre la lluvia de corta duración y la de 24 horas	26
2.6. Lluvia de diseño para un periodo de retorno de 50 años	27
2.6.1. Serie anual de máximos.....	27
2.6.2. Distribuciones de probabilidad.....	27
2.7. Determinación de la distribución de probabilidad mejor ajustada	29
2.8. Determinación de curvas IDF	30
2.9. Análisis de resultados	31
3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	32
3.1. Selección de estaciones y periodos a analizar	32
3.2. Coeficientes de discretización.....	32
3.2.1. Eventos de corta duración.....	32
3.2.2. Lluvia para un periodo de retorno de dos años y coeficientes de discretización	38
3.3. Lluvia de diseño para un periodo de retorno de 50 años	41



3.3.1.	<i>Estación M418</i>	41
3.3.2.	<i>Estación M417</i>	45
3.3.3.	<i>Estación M414</i>	48
3.3.4.	<i>Estación M045</i>	51
3.3.5.	<i>Estación M538</i>	55
3.3.6.	<i>Estación M541</i>	58
3.3.7.	<i>Estación M197</i>	61
3.3.8.	<i>Estación M539</i>	64
3.4.	Curvas IDF	67
4.	CONCLUSIONES OBSERVACIONES Y RECOMENDACIONES	70
5.	BIBLIOGRAFÍA	73

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 1: Extraído de Campos (1998), los registros de precipitación están suavizados por la media móvil. Sobre la recta que indica la tendencia creciente de precipitación (cambio climático) se distinguen periodos húmedos, y bajo esto periodos secos (variabilidad climática).....	13
Gráfico 2: DEM de la cuenca del río Paute, en ella se presenta la ubicación de estaciones que actualmente están en funcionamiento, algunas de ellas son analizadas en esta investigación. En ella se muestran también los regímenes de precipitación (Mora y Willems, 2012)	21
Gráfico 3: La presencia de periodos húmedos y secos depende de la oscilación y presentan diferencias temporales para todas las estaciones (Mora & Willems, 2012).....	23
Gráfico 4: Ubicación, dentro de los regímenes de precipitación, de estaciones con registros cada 5 minutos y estaciones analizadas en el periodo 1963-1993.....	33
Gráfico 5: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación Mazar, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (15.3 % en relación al total de eventos en los dos años de registros)	34
Gráfico 6: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación Guachapala, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (14.5 % en relación al total de eventos en los dos años de registros).....	35
Gráfico 7: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación Sigsig, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (13.5 % en relación al total de eventos en los dos años de registros)	36
Gráfico 8: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación San Cristobal, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (16.4 % en relación al total de eventos en los dos años de registros).....	36
Gráfico 9: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación Llaviucu, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (14.9 % en relación al total de eventos en los dos años de registros)	37
Gráfico 10: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación Tarqui, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (12.5 % en relación al total de eventos en los dos años de registros.....	38
Gráfico 11: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación Mazar	38
Gráfico 12: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación Guachapala, RMSE = 0.211	39
Gráfico 13: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación Sigsig, RMSE = 0.137	39
Gráfico 14: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación San Cristobal, RMSE = 0.177.....	39
Gráfico 15: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación Llaviucu, RMSE = 0.232.....	40
Gráfico 16: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación Tarqui, RMSE = 0.230	40



Gráfico 17: Ajuste logarítmico para las razones de eventos con $T_r = 2$ años de las estaciones: a) Guachapala (RMSE=0.156), b) San Cristobal (RMSE=0.123), c) Llaviucu (RMSE=0.182) y d) Tarqui (RMSE=0.190)	41
Gráfico 18: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M418. 42	
Gráfico 19: Ajuste para el periodo completo de registros de las distribuciones: a) Gumbel (0.952), b) Log-Pearson tipo III (0.799) y c) Gamma Incompleta (0.952).....	42
Gráfico 20: Ajuste para los registros del periodo húmedo de las distribuciones: a) Gumbel (0.986), b) Log-Pearson tipo III (0.859) y c) Gamma Incompleta (0.869).....	43
Gráfico 21: Ajuste para los registros del periodo seco para las distribuciones: a) Gumbel (0.988), b) Log-Pearson tipo III (0.518) y c) Gamma Incompleta (0.988).....	43
Gráfico 22: Ajuste para los registros del periodo decreciente para las distribuciones: a) Gumbel (0.993), b) Log-Pearson tipo III (0.808) y c) Gamma Incompleta (0.993)	43
<i>Gráfico 23: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M418.....</i>	<i>45</i>
Gráfico 24: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M417, se encuentra marcado el intervalo de análisis para el periodo creciente	46
Gráfico 25: Ajuste para los registros del periodo completo para las distribuciones: a) Gumbel (0.808), b) Log-Pearson tipo III (0.958) y c) Gamma Incompleta (0.801)	46
Gráfico 26: Ajuste para los registros del periodo húmedo para las distribuciones: a) Gumbel (0.994), b) Log-Pearson tipo III (0.869) y c) Gamma Incompleta (0.869)	47
Gráfico 27: Ajuste para los registros del periodo creciente para las distribuciones: a) Gumbel (0.869), b) Log-Pearson tipo III (0.948) y c) Gamma Incompleta (0.820)	47
Gráfico 28: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M417	48
Gráfico 29: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M414, se encuentra marcado el intervalo de análisis para el periodo seco	49
Gráfico 30: Ajuste para los registros del periodo de registros completo para las distribuciones: a) Gumbel (0.952), b) Log-Pearson tipo III (0.952) y c) Gamma Incompleta (0.799)	49
Gráfico 31: Ajuste para los registros del periodo seco para las distribuciones: a) Gumbel (0.986), b) Log-Pearson tipo III (0.518) y c) Gamma Incompleta (0.986)	50
Gráfico 32: Ajuste para los registros del periodo decreciente para las distribuciones: a) Gumbel (0.989), b) Log-Pearson tipo III (0.989) y c) Gamma Incompleta (0.869)	50
Gráfico 33: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M414.....	51
Gráfico 34: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M045. 52	
Gráfico 35: Ajuste para los registros del periodo completo para las distribuciones: a) Gumbel (0.586), b) Log-Pearson tipo III (0.799) y c) Gamma Incompleta (0.388).....	52
Gráfico 36: Ajuste para los registros del periodo húmedo para las distribuciones: a) Gumbel (0.518), b) Log-Pearson tipo III (0.847) y c) Gamma Incompleta (0.518).....	53
Gráfico 37: Ajuste para los registros del periodo seco para las distribuciones: a) Gumbel (0.989), b) Log-Pearson tipo III (0.869) y c) Gamma Incompleta (0.869).....	53
Gráfico 38: Ajuste para los registros del periodo decreciente para las distribuciones: a) Gumbel (0.536), b) Log-Pearson tipo III (0.989) y c) Gamma Incompleta (0.537)	53
Gráfico 39: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M045.....	54
Gráfico 40: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M538. 55	



Gráfico 41: Ajuste para el periodo completo de registros para las distribuciones: a) Gumbel (0.958), b) Log-Pearson tipo III (0.388) y c) Gamma Incompleta (0.958).....	55
Gráfico 42: Ajuste para los registros del periodo húmedo de las distribuciones: a) Gumbel (0.988), b) Log-Pearson tipo III (0.847) y c) Gamma Incompleta (0.988).....	56
Gráfico 43: Ajuste para el periodo seco de las distribuciones: a) Gumbel (0.819), b) Log-Pearson tipo III (0.847) y c) Gamma Incompleta (0.869)	56
Gráfico 44: Ajuste para el periodo decreciente de las distribuciones: a) Gumbel (0.971), b) Log-Pearson tipo III (0.954) y c) Gamma Incompleta (0.972).....	57
Gráfico 45: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M538.....	57
Gráfico 46: Valores máximos anuales y la oscilación correspondientes a la estación M541, se encuentra marcado el intervalo de análisis para el periodo seco.....	58
Gráfico 47: Ajuste para el periodo de registros completo, de las distribuciones: a) Gumbel (0.952), b) Log-Pearson tipo III (0.799) y c) Gamma Incompleta (0.952).....	58
Gráfico 48: Ajuste para el periodo húmedo, de las distribuciones: a) Gumbel (0.996), b) Log-Pearson tipo III (0.996) y c) Gamma Incompleta (0.847).....	59
Gráfico 49: Ajuste para el periodo húmedo, de las distribuciones: a) Gumbel (0.988), b) Log-Pearson tipo III (0.847) y c) Gamma Incompleta (0.988).....	59
Gráfico 50: Ajuste para el periodo decreciente, de las distribuciones: a) Gumbel (0.976), b) Log-Pearson tipo III (0.976) y c) Gamma Incompleta (0.976).....	60
Gráfico 51: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M541.....	60
Gráfico 52: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M197, se enmarcó el periodo seco	61
Gráfico 53: Ajuste para el periodo de registros completo, de las distribuciones: a) Gumbel (0.952), b) Log-Pearson tipo III (0.799) y c) Gamma Incompleta (0.952).....	61
Gráfico 54: Ajuste para el periodo de registros completo, de las distribuciones: a) Gumbel (0.978), b) Log-Pearson tipo III (0.536) y c) Gamma Incompleta (0.978).....	62
Gráfico 55: Ajuste para el periodo seco, de las distribuciones: a) Gumbel (0.988), b) Log-Pearson tipo III (0.536) y c) Gamma Incompleta (0.869)	62
Gráfico 56: Ajuste para el periodo decreciente, de las distribuciones: a) Gumbel (0.987), b) Log-Pearson tipo III (0.833) y c) Gamma Incompleta (0.987).....	63
Gráfico 57: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M197.....	63
Gráfico 58. Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M539.	64
Gráfico 59: Ajuste para el periodo completo de registros para las distribuciones: a) Gumbel (0.799), b) Log-Pearson tipo III (0.769) y c) Gamma Incompleta (0.586).....	64
Gráfico 60: Ajuste para el periodo húmedo de las distribuciones: a) Gumbel (0.997), b) Log-Pearson tipo III (0.779) y c) Gamma Incompleta (0.995).....	65
Gráfico 61: Ajuste para el periodo seco de las distribuciones: a) Gumbel (0.556), b) Log-Pearson tipo III (0.998) y c) Gamma Incompleta (0.531)	65
Gráfico 62: Ajuste para los registros del periodo decreciente para las distribuciones: a) Gumbel (0.939), b) Log-Pearson tipo III (0.928) y c) Gamma Incompleta (0.848).....	65
Gráfico 63: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M539.....	67
Gráfico 64: Curvas IDF para los periodos analizados en las estaciones: a) M418 (RMSE=0.015), b) M045 (RMSE=0.057), c) M538 (RMSE=0.024) y d) M539 (RMSE=0.008)	68



Gráfico 65: Curvas IDF para los periodos analizados en las estaciones: a) M417 (RMSE=0.024), b) M414 (RMSE=0.024), c) M541 (RMSE=0.008) y d) M197 (RMSE=0.019) 69



Cláusula de Propiedad Intelectual

Yo Félix Rigoberto Guerrero Coronel autor del trabajo de titulación “Evaluación y análisis de la intensidad de lluvia de diseño influenciada por oscilaciones decadales de precipitación mediante la determinación de una metodología de cálculo para la cuenca del río Paute”, certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor.

Cuenca, 25 de octubre de 2018

Félix Rigoberto Guerrero Coronel

C.I: 0105704399



Cláusula de licencia y autorización para publicación en el Repositorio Institucional

Yo Félix Rigoberto Guerrero Coronel en calidad de autor y titular de los derechos morales y patrimoniales del trabajo de titulación "Evaluación y análisis de la intensidad de lluvia de diseño influenciada por oscilaciones decadales de precipitación mediante la determinación de una metodología de cálculo para la cuenca del río Paute", de conformidad con el Art. 114 del CÓDIGO ORGÁNICO DE LA ECONOMÍA SOCIAL DE LOS CONOCIMIENTOS, CREATIVIDAD E INNOVACIÓN reconozco a favor de la Universidad de Cuenca una licencia gratuita, intransferible y no exclusiva para el uso no comercial de la obra, con fines estrictamente académicos.

Asimismo, autorizo a la Universidad de Cuenca para que realice la publicación de este trabajo de titulación en el repositorio institucional, de conformidad a lo dispuesto en el Art. 144 de la Ley Orgánica de Educación Superior.

Cuenca, 25 de octubre del 2018

Félix Rigoberto Guerrero Coronel
C.I: 0105704399



AGRADECIMIENTOS

A Dios, mi fortaleza, fuente de conocimiento y sabiduría.

A mi amada madre, soporte incondicional y motor de mi vida.

Al doctor Diego Mora Serrano por haber confiado desde un inicio en mis capacidades y compartirme este interesante e innovador tema.

Al doctor Pablo Guzmán Cárdenas por el apoyo y experiencias profesionales y personales compartidos, y por impulsar una investigación más profunda de este tema.

Ely (gota de chocolate), gracias por tus ánimos, buenas vibras y confiar en que siempre lograría ser el mejor en lo que me proponga y emprenda.

Al Programa para el Manejo del Agua y Suelo, PROMAS de la Universidad de Cuenca, y a la Jefatura Ambiental de la Corporación Eléctrica del Ecuador CELEC EP Hidropaute, por la información compartida.

DEDICATORIA

A mi familia, la mayor bendición de mi vida y mi inspiración...

Compartir información y conocimientos es un acto de humildad que debemos cultivar, el egoísmo investigativo solo retrasa el avance científico del país.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Variabilidad y cambio climático

La evolución de la estadística de los registros de precipitación en la segunda mitad del siglo 20 está dominada por variaciones temporales interanuales e interdecadales (Seneviratne et al., 2012). El Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) reportó que en las últimas décadas del siglo 20 ha tenido lugar a nivel mundial un incremento en la frecuencia de eventos extremos. Además, cambios en la magnitud de eventos extremos de precipitación se atribuyen al cambio climático, y se pronostica que continuarán en el siglo 21 (Willems et al., 2012 y Madsen et al., 2009). Sin embargo, las diferentes tendencias estimadas son espacialmente incoherentes (Seneviratne et al., 2012).

El Cambio Climático se refiere a cualquier cambio en el clima a largo plazo, ocasionado de manera natural o por la actividad humana. A su vez, el clima es la descripción estadística en términos de la media y variabilidad de cantidades relevantes de las variables hidro-meteorológicas sobre un periodo de tiempo desde meses a miles o millones de años (IPPC, 2007). La Organización Mundial de Meteorología ha establecido un periodo de tiempo estándar de 30 años para cuantificar este cambio. También, Arnbjerg-Nielsen et al. (2013) recomendaron analizar un periodo de registros de 30 años o más para contar con variaciones interanuales. Periodo dentro del cual está presente la variabilidad climática (IPPC, 2007).

La variabilidad climática es la variación en la condición promedio y otras estadísticas (desviación estándar, estadísticas de extremos, etc.) del clima en escalas temporal y espacial más allá de eventos de tiempo individuales (Gráfico 1). Esta variabilidad puede deberse a procesos internos dentro del sistema climático como las oscilaciones debidas a los fenómenos climáticos, eventos El Niño y La Niña (variabilidad interna); o a procesos externos como la emisión de gases de agentes naturales o antropogénicos (variabilidad externa) (IPPC, 2007).

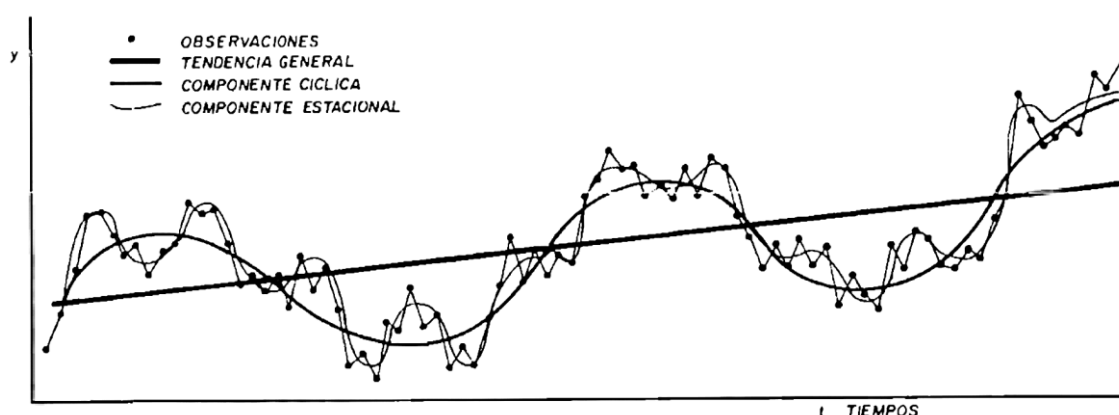


Gráfico 1: Extraído de Campos (1998), los registros de precipitación están suavizados por la media móvil. Sobre la recta que indica la tendencia creciente de precipitación (cambio climático) se distinguen periodos húmedos, y bajo esto periodos secos (variabilidad climática).

1.2. Análisis histórico de eventos extremos

Para condiciones históricas, los efectos del cambio climático pueden ser investigados analizando las tendencias de series de precipitación (Willems et al., 2012). Diferencias en los periodos de tiempo analizados y no tomar en cuenta la influencia de oscilaciones multi-decadales en los registros de precipitación produce resultados contradictorios en las tendencias (Taye et al., 2015). Cuando los análisis se basan en periodos que no comprenden oscilaciones completas y al estar estas presentes en los registros climáticos pueden conducir a una parcialización en la estadística de eventos extremos (Willems, 2013) (2).

Ntegeka y Willems (2008) investigaron el comportamiento estacional de los extremos de precipitación a diferentes niveles de agregación, mediante un análisis de perturbaciones estacionales en verano e invierno para Uccle en la región central de Bélgica. Encontraron desviaciones significativas en los cuantiles de lluvia de un registro de 107 años. Estas muestran que los eventos extremos de precipitación no ocurren aleatoriamente en el tiempo sino se encuentran agrupados.

Estas perturbaciones son causantes de oscilaciones multi-decadales de precipitaciones extremas, las cuales revelan signos de patrones cíclicos en periodos de 30 a 50 años. Dentro de las oscilaciones se distinguen picos, correspondientes a periodos húmedos, en los registros de 1910 – 1920, parte de la década de 1960 y en la de 1990. En esta última se registra una mayor intensidad en los eventos. Sin embargo, los autores mencionaron que el periodo de registros de 107 años no es suficiente para afirmar la existencia de ciclos en la precipitación. Además, concluyeron que los picos en eventos extremos de precipitación se deben en gran parte a las oscilaciones climáticas debidas a la variabilidad climática.

Por su parte Gregersen et al. (2010) extienden el análisis de tendencias en la precipitación con el dimensionamiento de las características de eventos extremos para Dinamarca. El análisis de 70 estaciones con registros desde 1979 hasta 2009 revela un incremento en la intensidad media de los eventos y un aumento en la ocurrencia de eventos extremos del 2%. Estos aumentos son significantes con y sin la inclusión de variables para describir la variación multi-decadal debida a oscilaciones de corrientes externas.

Madsen et al. (2009) actualizaron las curvas de intensidad-duración-frecuencia (IDF) en Dinamarca mediante los registros históricos comprendidos entre 1997 y 2005. Compararon sus resultados con los modelos antiguos que usaron los registros comprendidos entre 1979 y 1997. Observaron un incremento en las intensidades para eventos con duraciones entre 10 min y 3 h para periodos de retorno largos. Para eventos con duraciones entre 30 y 180 min con un periodo de retorno de 10 años (usualmente usado para diseño de drenaje en la región estudiada) se registró un incremento del 10% en la intensidad.

Esta variabilidad en los eventos extremos de lluvia se evidencia en las diferentes magnitudes de descargas de las cuencas. En la cuenca de río Nilo Azul (Ethiopia), específicamente en la subcuenca del Gilgel Abay, se observaron tendencias

decrecientes en los caudales en el orden de 18% y 66.6% para los periodos 1982 – 2000 y 2001–2005 respectivamente. Esto debido al cambio en el uso de suelo (Por ejemplo, tala de una gran área de bosque nativo reemplazada por especies de Eucalipto), además de las oscilaciones en las variables climáticas (Rientjes et al., 2011). Lo cual ratifica que la variabilidad climática no solo se debe a factores ambientales si no también antropogénicos.

La mayoría de los análisis de intensidades de diseño se hace para eventos de corta duración. Willems & Vrac (2011), analizan el comportamiento de las intensidades de las lluvias de diseño en una serie de registros de 30 años en Uccle; y, concluyen que dada la variabilidad y cambio climáticos actuales los ingenieros en agua deben estar atentos a los impactos en los cambios de niveles de precipitación. Para el periodo 2071–2100 la intensidad de un evento con duración de 10 minutos para un periodo de retorno de 2 años se verá alterada por un factor de escala de 1.27.

La comprensión de como la variabilidad y el cambio climático repercutirá en estructuras hidráulicas como los sistemas de drenaje urbano se ve limitada por dos razones: falta de dominio en como cuantificar los impactos del cambio climático; y falta de entendimiento de la respuesta del sector del alcantarillado ante eventos extremos. Esto conduce a la implementación de soluciones que se adapten a los constantes cambios y sus repercusiones en las intensidades de diseño (Arnbjerg-Nielsen et al., 2013). Es entonces que el análisis de eventos extremos y su comportamiento a lo largo del tiempo se hace necesario no solo para remediar problemas actuales sino impactos a futuro.

Willems (2013) (2) revisó los parámetros de diseño para sistemas de drenaje urbano mediante extrapolación de lluvias de diseño basado en escenarios de cambio climático hasta el año 2100 y perturbaciones en las series históricas de precipitación. Este análisis ha revelado la existencia de cambios en las relaciones de intensidad–duración–frecuencia (IDF) y en las tormentas de diseño. Ha encontrado que la intensidad de una tormenta de diseño con un periodo de retorno de 10 años puede aumentar en un 50%, también un sistema de alcantarillado diseñado para un periodo de retorno de 20 años puede colapsar por una tormenta con periodo de retorno de 5 años al final de este siglo.

1.3. Análisis histórico de eventos extremos en la región

En Sudamérica, Eischeid and Pulwarty (1991) indican que no existen tendencias significativas en la Amazonía centro norte en el periodo 1920–1983. Sin embargo, se destaca un periodo de sequía desde 1920 hasta mediados de 1940 seguido de un periodo normal de precipitaciones a mediados de 1970. Marengo (1995) realiza un análisis hidroclimatológico de series de datos comprendidas entre 1920 y 1990 en 7 cuencas de la región; y concluye que el clima ha sido en ciertos años más húmedo y en otros más seco que la serie de registros completa. Además, encontró tendencias significativas de corto plazo, como periodos secos comprendidos entre 1968 y 1982 en la cuenca del Río Paraíba do Sul, o periodos húmedos entre 1938–1951 en la cuenca del Río São Francisco.

La precipitación en el norte de Brasil muestra variaciones interanuales, periodos secos en 1928–1932, 1951–1964, 1980–1985 y periodos húmedos en 1920–1924, 1966–1976 y 1985–1988. Estas variaciones han sido influenciadas por la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) en el Pacífico Ecuatorial. Así también el análisis de crecidas en descargas de la cuenca del Orinoco muestra crecidas en los periodos 1942–1955 y 1979–1985 y estiajes en 1931–1939 y 1973–1976. Mientras la del Río Paraná presenta grandes descargas en 1920–1925 y 1980–1983, y estiajes en 1907–1918, 1935–1946, 1954–1958 y 1968–1974 (Marengo, 1995).

Así mismo, un análisis a las principales cuencas sudamericanas, realizado por Pasquini y Depetris (2007), mostró la presencia de variabilidad climática reflejada en los regímenes hídricos. Las cuencas de los ríos Chubut y Santa Cruz presentan periodos húmedos en rangos de tiempo de 4 a 7 años. La cuenca del Colorado muestra estos picos extremos en periodos de 7 a 10 años y la cuenca del Río Negro tiene picos cada 5 a 7 años. Esto se evidenció mediante un análisis de periodogramas de Fourier. Además, en las cuencas de los ríos Iguazú, Paraná y Uruguay se encontraron oscilaciones decadales a lo largo del siglo 20 con periodos húmedos en 1960–1980. Por otro lado, la cuenca del Río Colorado muestra picos en sus oscilaciones en los años 1930 y 1980.

Además, se ha evidenciado que las corrientes climáticas externas pueden o no tener influencia en el comportamiento hidrológico de las cuencas. Los registros de la cuenca del río de la Plata muestran oscilaciones en periodos de 2 a 7 años los cuales están relacionados a los eventos de El Niño. Y estos también tienen gran repercusión en las tendencias hidrometeorológicas de la cuenca del río Amazonas, sobre todo en los picos más altos correspondientes a los años 1926, 1983 y 1992 (Marengo, 1995). Mientras que no existe una conexión evidente entre las oscilaciones presentes en las cuencas de la Patagonia, a pesar de que la ocurrencia de los eventos de El Niños es evidente en toda la región (Pasquini y Depetris, 2007).

Vuille et al. (2000) (2) realiza un análisis de componentes principales a los registros pluviométricos de los Andes Ecuatorianos de 1961 a 1990. Identifica la variabilidad de precipitación dentro de los meses de diciembre, enero y febrero a lo largo del periodo de registros. La variabilidad de la precipitación está principalmente relacionada con las anomalías de la temperatura superficial del mar (SSTA, por sus siglas en inglés).

El fenómeno de El Niño provoca periodos con lluvias bajo la media (periodo seco), ocurre lo contrario con el fenómeno de La Niña, conocidos como los fenómenos ENOS (El Niño Oscilación del Sur). Al este la correlación con ENOS es baja, lo contrario ocurre al oeste de la cordillera. La variabilidad interanual en el oeste de la cordillera está dominada por SSTA del Pacífico. Se distingue una clara oscilación decadal con un periodo húmedo desde inicios de 1970 a mediados de 1970. Seguido de un periodo seco de una década desde finales de 1970 a 1980, debido a un aumento de fenómenos de El Niño Vuille (2000) (2).

A pesar de su proximidad con el océano Pacífico la variabilidad en la precipitación en los Andes del Ecuador no está dominada únicamente por SST del Pacífico; en el noroeste de los Andes la precipitación se correlaciona con los fenómenos ENOS. La mayoría del tiempo la precipitación en el este de los Andes está correlacionada con SST en el Atlántico. También está correlacionada positivamente con SSTA en el Atlántico Sur y el sur tiene una correlación negativa con la Zona de Convergencia Inter Tropical (ITCZ) (Vuille et al., 2000) (1).

Mora y Willems (2012) analizaron registros desde el año 1963 al año 1993 durante los meses más lluviosos en la cuenca de Río Paute. Examinan y explican las variaciones históricas en precipitación y temperatura; y analiza las anomalías de los registros mensuales de precipitación y temperatura en 25 y 16 estaciones respectivamente. Los resultados muestran la presencia de perturbaciones positivas y negativas en los registros, correspondientes a periodos húmedos y secos respectivamente. Estas perturbaciones son las causantes de oscilaciones decadales en la precipitación en la cuenca, que al momento no son completas. Los resultados de las oscilaciones son correlacionados con las principales influencias climáticas externas como ENOS, SST, SSTA y ITCZ.

Mora et al. (2014) realizaron proyecciones climáticas en la cuenca del río Paute, para el periodo 2045–2065. Estas muestran que para la precipitación habrá un incremento de la media anual. También habrá un incremento en las intensidades de las lluvias extremas en los diferentes escenarios climáticos de la cuenca. Señalan que estos cambios repercutirán en la esorrentía y descarga de la cuenca.

Además de la variabilidad histórica reportada y pronosticada en la cuenca, (Celleri et al., 2007) revelaron la existencia de una alta variabilidad espacial. Reflejada en una precipitación media anual que varía entre los 660 y 3400 mm. Además, el análisis realizado reveló la existencia de dos regímenes de precipitación contrastantes. Un régimen bimodal (UM) con un pico de precipitación durante el año, y un bimodal (BM) con la presencia de dos estaciones de alta precipitación anualmente.

Dentro del territorio ocupado por cada régimen se encontraron subregiones en las cuales se registraron diferentes magnitudes de precipitación media anual. En el UM1, ubicado en la desembocadura de la cuenca, la precipitación varía entre 2900 y 3400 mm, mientras en el UM2 varía entre 1100 y 1600 mm. Para la zona central de la cuenca, con una elevación inferior a los 3000 m s.n.m., se determinó una subregión con régimen BM1 y una precipitación media anual entre 660 y 1100 mm. Mientras para el BM2 se registrarán entre 1000 y 1800 mm.

1.4. Metodología de análisis de precipitaciones de diseño

La metodología utilizada para la obtención de lluvias de diseño dependen de la amplitud de los registros y de el periodo de retorno deseado. Para registros con amplitud menor a 10 años se utilizan series de duraciones parciales. Por otro lado si los registros son mayores a 10 años el método a utilizar depende del periodo de retorno del evento a calcular (Campos Campos, 1984).

Si el periodo de retorno es menor a 10 años se utilizan series de excedencias anuales. En caso de ser mayor a 10 años se procede a utilizar series de máximos anuales. Posteriormente se usa el criterio de interpolación si el periodo de retorno es menor al número de años registrados. En caso de que el periodo de retorno sea mayor al número de años registrados se utilizan distribuciones de probabilidad como criterio de extrapolación (Campos Campos, 1984).

1.5. Justificación y objetivos

La investigación sobre la variabilidad temporal de las intensidades de lluvias de diseño se dificulta debido a la concentración de eventos extremos en diferentes periodos de tiempo. Los eventos extremos de precipitación tienen un comportamiento oscilatorio a escala de tiempo multi-decadal. Por lo cual el análisis de los patrones de oscilación en la precipitación tiene un rol principal en la interpretación de tendencias crecientes o decrecientes en la precipitación (Willems, 2013) (1). Debido a esto se hace necesario un estudio de las intensidades de precipitación dentro de los periodos húmedos y secos presentes en las oscilaciones propuestas por Mora & Willems (2012).

La mayoría de las propiedades fundamentales de lluvias extremas pueden ser expresadas como una relación entre su intensidad, duración y frecuencia, que resume las intensidades para diferentes duraciones y periodos de retorno (Chow, 1998; WMO, 2009). Las investigaciones de impactos de cambio climático se realizan evidenciando un cambio en las intensidades de la lluvia de diseño actual para un periodo de retorno dado o para diferentes periodos de retorno. En consecuencia, se han evidenciado los impactos del cambio y variabilidad climática cuando se establece una diferencia en las magnitudes de las intensidades en los eventos extremos para varios periodos de retorno (Willems, 2013).

La información presentada previamente mostró la repercusión de la variabilidad climática en los cambios de magnitud de los eventos extremos. También exhibió los problemas que estos cambios acarrearán en el funcionamiento de sistemas de drenaje pluvial. Por lo cual, la finalidad de esta investigación es determinar las diferencias en las magnitudes de lluvias extremas cuando se toman diferentes periodos para su análisis. Con el trasfondo de concientizar a diseñadores hidrológicos e hidráulicos sobre la importancia de seleccionar los periodos de registros adecuados, para el diseño de obras hidráulicas como captaciones, sistemas de alcantarillado, embalses y otros.

En el año 2015 el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) determinó intensidades de precipitación y las correspondientes curvas IDF, a nivel nacional. En la determinación de las lluvias subdiarias se utilizaron registros pluviográficos, dentro de los que eligió el máximo anual de la serie. Utilizaron las distribuciones Log Normal, Gumbel, Log Gumbel y Pearson Tipo III, seleccionando los valores que mejor se ajustaron. Y, para la determinación de las ecuaciones IDF utilizaron el modelo propuesto por Merrill-Bernard. Sin embargo, son 4 las estaciones analizadas dentro de la cuenca del Paute, no son cercanas a las

propuestas en este estudio y corresponden al periodo de registros de 1980 al 2010. (INAMHI, 2015)

En el presente estudio, sin precedentes en la región, se determinarán las diferencias entre las intensidades de lluvias extremas para un periodo de retorno de 50 años en 8 estaciones de la cuenca del Río Paute. Esto para la serie completa de registros y para periodos húmedos, secos y sus intermedios (crecientes y decrecientes) presentes en las oscilaciones decadales de precipitación de la cuenca. Se hará un análisis de las diferencias obtenidas para las intensidades; y, para una interpretación visual de los resultados se obtendrán las curvas IDF para cada periodo de análisis de las estaciones y se las comparará.

1.5.1. Hipótesis y supuestos

La presencia de periodos húmedos, secos y sus transiciones, dentro de las oscilaciones decadales de precipitación de la cuenca del río Paute, advierte sobre diferencias en los eventos extremos. En el presente trabajo se plantea que existen diferencias entre las magnitudes de los eventos extremos calculados, condicionadas por el periodo que se utilice para el análisis. Además, dada la variabilidad espacial de la cuenca, el comportamiento de eventos extremos está descrito por diferentes distribuciones de probabilidad, según la región que se analice.

Por lo que se espera encontrar que, las magnitudes de eventos extremos calculadas partir de toda la serie de registros sea mayor a las calculadas con registros del periodo seco. Además, se espera que las magnitudes calculadas con registros correspondientes al periodo húmedo sean mayores a las dos mencionadas anteriormente. Finalmente, se espera que, en dependencia de la ubicación de la estación analizada, y del periodo de análisis, exista una distribución de probabilidad de mejor ajuste.

1.5.2. Objetivo general

Determinar las diferencias entre las magnitudes de eventos extremos para 50 años de periodos de retorno, calculados con información correspondiente a toda la serie de registros y a los periodos húmedo, seco creciente, decreciente.

1.5.3. Objetivos específicos

- Analizar los registros diarios de precipitación para un periodo de 2 años.
- Establecer las relaciones entre lluvias máximas sub diarias y el total máximo diario.
- Determinar la distribución de probabilidad mejor ajusta a los registros de precipitación para cada estación analizada.
- Hallar los valores de eventos extremos un periodo de retorno de 50 años en las estaciones estudiadas.
- Establecer las magnitudes subdiarias de precipitación correspondientes al evento diario para un periodo retorno de 50 años.
- Determinar los modelos de curvas IDF mejor ajustados a los valores subdiarios de cada estación.

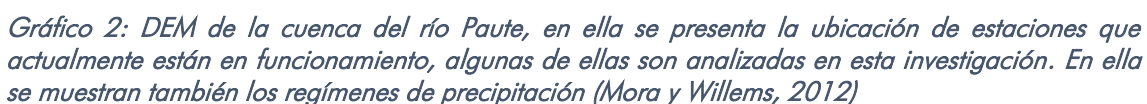
2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Zona de estudio

La cuenca del Río Paute se localiza en el sur del Ecuador en la depresión Interandina que separa la cordillera del Oeste y la Cordillera Real (Coltorti, 2000). Su divisoria de aguas se encuentra a 17 km de la planicie costera y desemboca en la transición entre la Sierra y Amazonía. El rango de elevaciones está comprendido entre 1840 y 4680 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.) (Gráfico 2). Ocupa una superficie de 5066 km² que abarca las provincias de Azuay, Cañar y Morona Santiago. Es de las más importantes de Ecuador debido a su potencial hidroeléctrico, de ahí que su estudio es prioritario.

Debido a su ubicación y gradiente altitudinal la precipitación y temperatura de precipitación presentan una alta variabilidad espacial. La precipitación promedio máxima anual está entre los 2500 y los 3000 mm, en el extremo oriental de la cuenca. Además, se encuentran precipitaciones máximas entre 1200 y 1500 mm en la cumbre de la Cordillera Occidental.

Se registran promedios mínimos anuales de precipitación entre 600 y 800 mm en los valles interandinos, coincidiendo con los poblados del norte y este de la cuenca como Azogues, Sigüig, Cuenca, entre otros (PACC y MAE 2009). La variabilidad espacial de la temperatura en la cuenca del es interna y se explica por su correlación con la elevación, con un gradiente de -0,6 °C por cada 100 m de altura (INAMHI, 2006).



En la cuenca existen registros diarios desde el año 1963, aunque en varias estaciones esta información tiene gran cantidad de vacíos. Sin embargo, en el estudio de Mora y Willems (2012) se utilizan 24 estaciones con registros pluviométricos y se los analiza en el periodo 1963-1993. Por otro lado, desde el año 2013 entraron en funcionamiento la mayoría de estaciones pluviométricas que registran información cada 5 minutos.

Los análisis se realizaron con los registros de precipitación diarios de la cuenca del Río Paute comprendidos entre 1963 y 1993; estos presentan alrededor de un 20% de vacíos (Mora, et al., 2014). Los datos usados fueron proporcionados con un relleno de vacíos previo, el cual fue realizado mediante la técnica de factor de perturbación cuantil (Mora et al., 2014). También se hizo uso de registros de precipitación cada 5 minutos, comprendidos entre 2013 y 2018. Los cálculos con varias series de datos de gran tamaño demandan tiempo y recursos computacionales, por lo cual se implementó un código en el lenguaje de programación R para ejecutar los cálculos.

2.3. Oscilaciones decadales: selección de estaciones y periodos a analizar

Mora y Willems (2012) estudiaron perturbaciones de precipitación en la cuenca, tomando como referencia la serie histórica utilizada en este estudio. Establecieron la relación entre los registros diarios de subseries mensuales y la serie histórica, las subseries se determinaban dentro de una ventana móvil de 10 años, la cual se desplazó 1 año para cada análisis. Primero, calcularon un periodo de retorno empírico, $T_{L(i)}$, para las series completa y la subserie. Esto consiste en ordenar descendientemente (según magnitud) los registros mensuales para cada estación. El periodo de retorno es el cociente entre el número de años de la serie N o de la subserie L y la posición del registro mensual i (Ecuación 1 y 2).

$$T_{L(i)} = \frac{L}{i}$$

Ecuación 1

$$T_{N(i)} = \frac{N}{i}$$

Ecuación 2

Las láminas de precipitación mensuales que corresponden a los periodos de retorno se denotaron como cuantiles $x_L, x_{L/2}, \dots, x_{L/i}$ para la subserie y $x_N, x_{N/2}, \dots, x_{N/i}$ para la serie completa. El factor de perturbación para un determinado periodo de retorno se representó por la Ecuación 3.

$$P_{(i)} = \frac{x_L(T_{L(i)})}{x_N(T_{N(i)})}$$

Ecuación 3

Posteriormente, calcularon un factor de perturbación promedio para todos los cuantiles sobre un umbral que corresponde a un periodo de retorno de 0.33 años. Cada factor representa las anomalías en los cuantiles y forma las mencionadas oscilaciones (Gráfico 3), dentro de las cuales existen periodos húmedos, secos y sus intermedios crecientes o decrecientes. Finalmente, se agruparon las estaciones según su nivel de correlación con la perturbación de las diferentes influencias climáticas externos como ENOS e ITCZ en el Pacífico y el Atlántico. Los autores destacan que el índice de correlación aumenta cuando es calculado con las perturbaciones debido a que filtra la información de las propiedades estadísticas de frecuencia de la variable.

Las perturbaciones de la información de cada estación, así como su influencia climática externa depende de la elevación, orientación de la pendiente en la que se encuentran, y el régimen al que pertenecen. Los resultados muestran que un grupo de 13 estaciones están correlacionadas negativamente con ENOS. Unas se ubican aguas abajo de la cuenca y corresponden a los regímenes UM, las otras en el valle interandino con una orientación noreste y pertenecen a los regímenes BM. En estas estaciones se observan perturbaciones positivas (periodo húmedo) en 1969–1974 y perturbaciones negativas (periodo seco) durante 1983–1986.

Otro grupo de estaciones correlacionadas positivamente con ENOS están localizadas en el valle interandino y tienen una orientación de pendiente suroeste. Estas muestran periodos húmedos durante 1978–1981 y 1986–1989, además de periodos secos durante 1965–1974 e inicios de 1990. Un último grupo no presenta correlación representativa con ninguna influencia climática externa.

Los test de significancia realizados muestran que para el primer grupo existe una tendencia en las perturbaciones, es decir tramos de oscilaciones significativos (Mora y Willems, 2012). Esto para los periodos 1969–1974 y 1983–1986 de las estaciones que corresponden a los regímenes UM1, UM2 y BM2 con una orientación de pendiente noreste. De este grupo se eligieron las estaciones M045 y M538. Las estaciones ubicadas en la región BM1 con una orientación de pendiente noreste presentan perturbaciones positivas significativas en el periodo 1969–1974. De este grupo se eligió la estación M197 y la M541; y, con una orientación de pendiente sur y régimen BM2 se eligió la M414.

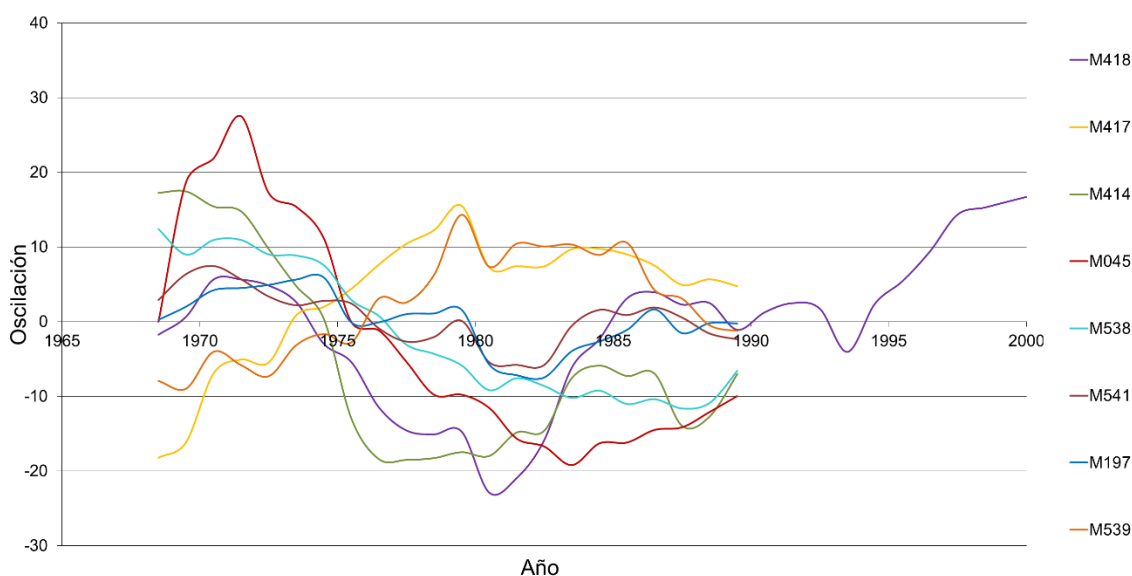


Gráfico 3: La presencia de periodos húmedos y secos depende de la oscilación y presentan diferencias temporales para todas las estaciones (Mora & Willems, 2012)

En el segundo grupo de estaciones, con una orientación de pendiente suroeste, son significativas las perturbaciones positivas durante 1978–1981, de estas se eligieron la M417 y la M539. Para el último grupo de estaciones existe alta significancia para los periodos de perturbaciones negativas 1983–1986, de este grupo se elige la

M418. Las estaciones seleccionadas están correlacionadas, además de las mencionados, con otras influencias climáticas externas, en el Gráfico 3 se muestran los periodos húmedos y secos, dentro de las oscilaciones, para las estaciones seleccionadas.

La Tabla 1 muestra las principales características de las estaciones estudiadas. La oscilación del conductor climático externo presentado es la de más alta correlación con la oscilación de la serie de registros para la estación correspondiente.

Tabla 1: Características geográficas, geomorfológicas y climatológicas de las estaciones estudiadas

Estación	Código	Régimen	Altura (m s. n. m.)	Coordenadas UTM		Orientación	Conductor Climático
				Este	Norte		
CUMBE	M418	BM1	2720	720855	9659051	Este	SST TSA
PISCICOLA	M417	BM2	3270	703184	9693181	Norte	SST TSA
CHIRIMICHAY-B							
CHANIN-A	M414	BM2	2280	749850	9704984	Suroeste	SST TSA
PALMAS	M045	UM2	2400	763534	9699527	Suroeste	SST ENOS1+2
PANGRANDE2	M538	UM1	2600	765900	9708500	Suroeste	SST ENOS1+3
COCH.QUINJEO	M541	BM1	2760	730000	9664000	Este	ENOS-Darwin
JACARIN-B	M197	BM1	2700	729561	9689273	Noreste	ENOS-Darwin
BUENOS AIRES AZUAY-A	M539	BM1	2810	725000	9682000	Sureste	SST ENOS1+2

Para estas estaciones los periodos de análisis seleccionados comprendieron al menos 10 años.

2.4. Relleno de datos mediante la metodología del factor de perturbación cuantil

Este método se basa en utilizar un factor de corrección para el dato previamente llenado mediante regresión lineal múltiple. Las correlaciones entre estaciones, previo al relleno, se revisaron mes a mes. Para generar el factor de corrección utiliza los registros de la estación con mayor correlación respecto a la rellenada previamente.

Este factor de corrección se basa en la razón entre los periodos de retorno calculados para la estación de mayor correlación y la rellenada. La Ecuación 3 indica cómo se obtiene este factor. El cuál una vez rellenos los datos faltantes de la estación, modificará estos en función de la estación mayormente correlacionada.

2.5. Determinación de coeficientes de discretización para la lluvia de diseño

Campos (1998) menciona que debido a la ausencia de registros de lluvias de cortas duraciones surge la necesidad de usar relaciones entre lluvias promedio. Esto con el objetivo de convertir a la lluvia diaria en una de corta duración. Estas relaciones se han hecho con lluvias promedios y lluvias máximas para un periodo de retorno determinado.

Bell en 1969 encontró cocientes estables entre la lluvia de una hora y periodo de retorno de 10 años y la lluvia de igual duración y diferente periodo de retorno (Campos, 1998). Estas relaciones permitieron la generación de relaciones Precipitación-Duración-Periodo de retorno. También se establece que la lluvia de duración una hora y periodo de retorno de 2 años (o mayor) puede ser evaluada

con una relación o cociente a la de 24 horas con igual periodo de retorno (Campos, 1988).

La metodología propuesta para obtener coeficientes de discretización de la lluvia de diseño para la cuenca del Río Paute consiste en la obtención de los siguientes parámetros: lluvia correspondiente a eventos de corta duración; lluvia de diseño para un periodo de retorno de dos años correspondiente a lluvia de corta duración y a la de 24 horas de duración; cociente entre un evento de corta duración y de 24 horas, para un periodo de retorno de 2 años.

2.5.1. Eventos de corta duración

Estos eventos son aquellos con una duración menor a 24 horas. Para determinar la duración y magnitud de estos eventos fueron necesarios registros cada 5 minutos en un periodo de dos años de las estaciones en cuestión. Debido a que algunas de las estaciones están actualmente fuera de servicio o no poseen registros cada 5 minutos, se utilizaron también registros de las estaciones más cercanas a las estudiadas.

Para asegurar la calidad de la información de las estaciones usadas se realizó un control y relleno de datos con el siguiente proceso:

- a) Se estableció un periodo de análisis con un porcentaje de vacíos menor al 20%.
- b) Se rellenó vacíos mediante regresión lineal múltiple, en la que se utilizó como peso (w) el cuadrado de la relación entre: el coeficiente de correlación de Pearson y la distancia entre las estaciones, Ecuación 4 (Campozano et al., 2014). Este método es recomendado para la cuenca del Río Paute por dar un error mínimo cuadrado menor a 1 milímetro por el total diario registrado.

$$V_{est} = \frac{\sum_{i=1}^n w_i^2 \times (b_i \times V_i + a_i)}{\sum_{i=1}^n w_i^2}$$

Ecuación 4

En esta ecuación V_{est} es el valor de precipitación a ser estimado, b_i y a_i son los coeficientes calculados mediante regresión lineal, y V_i es la precipitación en las estaciones usada para relleno. Se usaron 4 estaciones ($n = 4$), con el mismo tipo de registros, para realizar este procedimiento.

Una vez llenos los registros cada 5 minutos, estos se agregaron para determinar la duración de los eventos. Estos se separaron con un intervalo entre eventos de al menos 30 minutos en los que no se registró lluvia (Orellana-Alvear et al., 2017). Posteriormente se realizó un análisis de la lluvia diaria en cada estación mediante un diagrama de cajas. En él se analizó la frecuencia de los eventos según su duración y sus magnitudes.

2.5.2. *Lluvia de diseño para un periodo de retorno de dos años*

Se determinó la lluvia de diseño para eventos con duración desde 10 a 720 minutos, resultantes de la agregación. Lo mismo se hizo para el evento de 24 horas de duración, este último fue obtenido al agregar los registros cada 5 minutos, con lo que se obtiene el total diario.

La longitud de registros es igual al periodo de retorno a calcular y es menor a 10 años. Por lo tanto, se empleó una analogía mensual a la serie de excedencias anuales para el cálculo del periodo de retorno (Campos, 1984). Esta metodología toma en cuenta los eventos mensuales máximos y los que les siguen en magnitud, y para periodos de retorno menores a 10 años conduce a mayores magnitudes resultantes.

La metodología mencionada consistió en ordenar los registros máximos diarios descendientemente de los que se tomaron los 24 primeros. El periodo de retorno (en meses) T , se calculó con la relación establecida por la Ecuación 5:

$$T = \frac{n}{m}$$

Ecuación 5

donde n es el número total de registros máximos elegidos y m es la posición que ocupa cada uno de los 24 registros, en el orden establecido previamente. En este caso el primer registro corresponde a una lluvia con un periodo de retorno de dos años (24 meses).

2.5.3. *Cociente entre la lluvia de corta duración y la de 24 horas*

Dentro de la cuenca no existen registros a escala minutal con la longitud suficiente para calcular eventos extremos con un periodo de retorno de 50 años. Únicamente se puede calcular el evento extremo diario, por lo que se hizo necesario establecer una relación que permita discretizar la profundidad de la lluvia extrema diaria en la de un evento de menor duración.

El U.S. Weather Bureau recomendó una relación empírica entre la lluvia de t minutos de duración y la de una hora para el mismo periodo de retorno, la cual resultó ser un cociente consistente (Aranda, 1998). A su vez, también lo es la relación entre la lluvia de una hora y 24 horas, para un periodo de retorno de 2 años. Campos (1984) demostró que esta última relación es válida para posteriores discretizaciones de eventos con periodos de retorno mayores y diferentes duraciones.

En este caso se encontró la relación c , entre la lluvia de diseño de duración P_t (10-720 minutos), y la lluvia de diseño de 24 horas de duración P_{24} , para un periodo de retorno de dos años (Ecuación 6). El cociente obtenido sirvió de factor de escala para convertir la lluvia de diseño de 24 horas para un periodo de retorno de 50 años, a la lámina de agua correspondiente a un evento de duración menor.

$$c = \frac{P_t}{P_{24}}$$

Ecuación 6

2.6. Lluvia de diseño para un periodo de retorno de 50 años

Actualmente el análisis de lluvias extremas en la cuenca del Río Paute no contempla la evaluación en la precisión del ajuste de distribuciones de probabilidad para la serie de datos. La mayoría de estudios en la zona utilizan la Distribución de Valores Extremos Tipo I o de Gumbel como muestra en su estudio Urgilés (2015). Sumado a esto la diferencia en los periodos de registros analizados, aumenta la incertidumbre en que la utilización de un solo modelo para distribución de valores extremos dé resultados confiables.

Esta sección comprende: la determinación de la distribución de probabilidad mejor ajustada a cada estación de la cuenca para la serie de registros completa y para los periodos de análisis propuestos; y, el cálculo de intensidad de la lluvia de diseño de corta duración con un periodo de retorno de 50 años, para las estaciones analizadas en los periodos establecidos.

Debido a que el periodo de retorno a calcular y el periodo de registros a analizar son mayores a 10 años se utilizó la serie anual de máximos (Aparicio Mijares, 1989). Además, el periodo de registros es menor al periodo de retorno requerido por lo que se usó una distribución de probabilidad para extrapolar los eventos (Campos, 1998; Aparicio Mijares, 1989). Los componentes de la metodología usada presentan un fundamento teórico consolidado para la extrapolación de la magnitud de eventos y se explican a continuación.

2.6.1. *Serie anual de máximos*

Es la más utilizada debido a que se puede integrar de manera fácil y rápida, y permite la extrapolación más allá del intervalo de observación. Cada año queda representado por un solo evento. No obstante, su desventaja radica en que el máximo de un año puede ser menor que el segundo o tercero en magnitud de otro año (Campos, 1998). El periodo de retorno T , para esta serie se calcula con la Ecuación 7.

$$T = \frac{n + 1}{m}$$

Ecuación 7

donde:

n es el número total de registros o número de eventos de la serie anual.

m es la posición del evento, previamente ordenados en forma decreciente.

2.6.2. *Distribuciones de probabilidad*

Las lluvias máximas horarias o diarias por lo común se ajustan a las distribuciones Gumbel, Log-Pearson tipo III y a la Gamma incompleta, recomendadas por Campos (1984), Chow (1994) y Aparicio Mijares (1989). Los datos de entrada para estas distribuciones fueron los valores máximos anuales.

Aparicio Mijares (1989) menciona que en la *distribución de Gumbel* al seleccionar el máximo evento x de un grupo de n eventos de una muestra, a medida que n aumenta, la función de distribución de probabilidad de x converge a una función exponencial (Ecuación 8).

$$f(x) = e^{-e^{-\alpha(x-\beta)}}$$

Ecuación 8

donde α es el parámetro de escala y β el de localización de la función. Estos parámetros se estiman con las ecuaciones 9 y 10.

$$\alpha = \frac{\sigma_y}{S}$$

Ecuación 9

$$\beta = \bar{x} - \frac{\mu_y}{\alpha}$$

Ecuación 10

Para una muestra de máximos anuales correspondientes a un periodo de registros de 30 años, los valores de σ_y y μ_y son 0.5362 y 1.1124 respectivamente, y para un periodo de registro de 10 años 0.9464 y 0.4952. Además \bar{x} es la media y S la desviación estándar muestral.

La *distribución Gamma Incompleta* o de dos parámetros (r y λ , positivos) es bastante flexible (Campos, 1998). Es muy útil para la descripción de variables hidrológicas asimétricas sin el uso de la transformación log (Chow, 1994). Esta distribución incluye la función gamma $\Gamma(r) = (r-1)! = (r-1)(r-2) \dots 3 \cdot 2 \cdot 1$ para un entero positivo r (Chow et al., 1994), y en general para una variable aleatoria x se usa la Ecuación 11:

$$\Gamma(r) = \int_0^t x^{r-1} e^{-x} dx$$

Ecuación 11

donde t es el límite superior.

La función de distribución de probabilidad para una variable aleatoria x mayor a cero está dada por la Ecuación 12 (Montgomery & Runger, 2010).

$$f(x) = \frac{\lambda^r x^{r-1} e^{-\lambda x}}{\Gamma(r)}$$

Ecuación 12

Los parámetros de escala r y el de forma λ , se determinan con las ecuaciones 13 y 14.

$$\bar{x} = \frac{r}{\lambda}$$

Ecuación 13

$$S^2 = \frac{r}{\lambda^2}$$

Ecuación 14

en las cuales:

\bar{x} es la lluvia media en el periodo de registros y S^2 es la varianza.

Si $\log x$ sigue una distribución Pearson tipo III se tiene una distribución *Log-Pearson tipo III*, también llamada distribución Gama de 3 parámetros. Esta distribución (Ecuación 15) se ajusta a la variabilidad de los datos que intervienen en el cálculo debido a que depende de tres parámetros estadísticos: el de forma ϵ , escala λ , y de umbral β y (Ecuaciones 16, 17 y 18). Además, reduce la asimetría de la distribución Pearson tipo III.

$$f(x) = \frac{\lambda^\beta (y - \epsilon)^{\beta-1} e^{-\lambda(y-\epsilon)}}{x\Gamma(\beta)}$$

Ecuación 15

$$\epsilon = \bar{y} - S_y \sqrt{\beta}$$

Ecuación 16

$$\lambda = \frac{S_y}{\sqrt{\beta}}$$

Ecuación 17

$$\beta = \left[\frac{2}{C_s(y)} \right]^2$$

Ecuación 18

donde S_y es la varianza, \bar{y} la media y $C_s(y)$ es el coeficiente de sesgo.

A pesar de que los parámetros estadísticos pueden ser determinados mediante tablas y ecuaciones, Aparicio Mijares recomienda sobre todo en la distribución Log Pearson tipo III establecer estos parámetros “a ojo”. En este estudio se dieron aproximaciones más exactas al hallar los parámetros mediante el método de estimación de máxima verosimilitud, y se comprobó visualmente que el método diera resultados óptimos en el ajuste.

2.7. Determinación de la distribución de probabilidad mejor ajustada

Una selección sin criterio de cualquier función de distribución de probabilidad podría resultar en un sobredimensionamiento, costoso, de una estructura o en un sub-dimensionamiento que compromete el funcionamiento de la misma. En consecuencia, es de vital importancia seleccionar adecuadamente la función que describe el comportamiento de las lluvias extremas (Aparicio Mijares, 1989). Para identificar la función de distribución de probabilidad que mejor se acomode y describa el comportamiento de los datos, se compararon la distribución de probabilidad observada y estimada con una prueba de bondad de ajuste (PBA) (Campos, 1998; Chow et al., 1994 y Aparicio Mijares, 1989).

Para la serie de datos usada, el indicador de un ajuste óptimo será el p-valor de la PBA de Kolmogorov-Smirnov. Se utiliza esta prueba debido a que no agrupa los datos para estudiarlos, como la Chi cuadrado, pues se podría producir una

parcialización (Aparicio Mijares, 1989). También se toma en cuenta que el método de comparar empíricamente la función de probabilidad empírica y ajustada puede conducir a una forma más precisa y rápida para seleccionar la distribución más adecuada (Campos, 1998).

La Prueba de Kolmogorov-Smirnov consiste en comparar el máximo valor absoluto de la diferencia D entre la función de distribución de probabilidad observada $f_o(x_m)$ y la estimada $f(x_m)$ (Ecuación 19)

$$D = \max |f_o(x_m) - f(x_m)|$$

Ecuación 19

con un valor crítico d que depende del número de datos y el nivel de significancia seleccionado.

Debido a que, en dependencia del número de datos se utilizan diferentes criterios para aceptar la hipótesis nula, en este estudio se utilizará el método alternativo de comparar el p-valor (Ecuación 20). Se acepta la hipótesis nula de que la distribución de probabilidad ajustada y empírica tienen la misma forma si el p-valor es mayor a 0.1. El indicador de que las distribuciones empírica y ajustada coinciden es un p-valor de 1.

$$p - \text{valor} = P(D \geq d)$$

Ecuación 20

En esta ecuación se evalúa la probabilidad de que la máxima diferencia del ajuste de las distribuciones sea mayor a la distancia observada en un punto del ajuste.

2.8. Determinación de curvas IDF

Las curvas de Intensidad Duración y Frecuencia son la representación de las características de los eventos de la zona o región, con respecto a sus variables: magnitud, duración y frecuencia. Debido a la escasez de registros de lluvias de cortas duraciones se hace necesario establecer una relación duración-lluvia. Por este motivo se usaron los coeficientes de discretización obtenidos en las secciones anteriores.

Se determinó la ecuación de la curva IDF para cada estación. Para esto se utilizaron los modelos matemáticos propuestos por Merrill Bernard citado por Campos (1998) (Ecuación 21). El deducido por Wenzel (1982) citado por Chow et al. (1994) (Ecuación 22) en el que se incluye el periodo de retorno. Y, el propuesto en Aparicio Mijares (1989) (Ecuación 23). Con estas ecuaciones se buscó el mejor ajuste entre los valores de intensidad, duración y frecuencia obtenidos para los periodos de estudio (Campos, 1998). Estas ecuaciones representan la intensidad i en función del periodo de retorno T y la duración D

$$i = \frac{kT^h}{D^n}$$

Ecuación 21

$$i = \frac{kT^h}{D + c}$$

Ecuación 22

$$i = \frac{kT^h}{(D + c)^n}$$

Ecuación 23

Donde k , h , n y c son coeficientes que varía con el lugar y el periodo de retorno (Aparicio Mijares, 1989 & Campos, 1998) y fueron calculados mediante regresiones. El modelo planteado por Aparicio Mijares es una variación del modelo de Wenzel, por lo que solamente se usó este último.

Finalmente se eligió la ecuación más apta para cada estación mediante el método del error cuadrático mínimo entre la intensidad calculada por el modelo de la curva IDF y la correspondiente a la función de distribución mejor ajustada (Ibrahim, 2008; Huang et al., 2008 & Takara y Nhat, 2008).

2.9. Análisis de resultados

Los resultados serán analizados en función de la magnitud de los eventos extremos de precipitación para un periodo de retorno de 50 años. En primera instancia se determinará la distribución de probabilidad mejor ajustada a cada periodo analizado para todas las estaciones. Se establecerá el rango existente entre el periodo con menor magnitud y el de mayor.

Además, se establecerán equivalencias entre los eventos extremos para cada periodo. Es decir, se determinará si el evento extremo para el periodo húmedo equivale a uno de mayor periodo de retorno para el evento obtenido al analizar toda la serie histórica registrada. Junto con esto se determinará la existencia de histéresis del periodo húmedo o seco sobre los periodos de transición.

Finalmente, se establecerá el modelo de curvas IDF que mejor se ajuste a cada estación. Los resultados de intensidades para los periodos analizados serán comparados. Los ajustes establecidos para distribuciones de probabilidad y modelos de curvas IDF serán comparados espacialmente, y se determinarán relaciones con los regímenes de precipitación.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Selección de estaciones y periodos a analizar

De las estaciones mencionadas en la sección anterior (Tabla 1) se eligieron periodos de al menos 10 años. Los periodos analizados se muestran en la Tabla 2, y solo la estación M045 presenta los cuatro planteados para el análisis. Sin embargo, ninguna estación presentó una oscilación completa por lo que existieron periodos que se superponen en ciertos años. Este es el caso de los periodos crecientes y decrecientes que comprendían parte de los periodos húmedos y secos. Esta superposición permitió comprobar la existencia de histéresis en estos periodos de transición.

Tabla 2: Años que comprenden los periodos analizados en cada estación

Estación	Humedo		Seco		Creciente		Decreciente	
	Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin
M418	1965	1975	1976	1987	-	-	1971	1981
M417	1977	1988	-	-	1968	1979	-	-
M414	-	-	1975	1986	-	-	1966	1977
M045	1964	1975	1978	1989	-	-	1972	1983
M538	1964	1975	1980	1991	-	-	1971	1988
M541	1964	1975	1979	1990	-	-	1971	1982
M197	1964	1975	1980	1991	-	-	1973	1983
M539	1976	1988	1964	1975	1969	1980	-	-

3.2. Coeficientes de discretización

3.2.1. Eventos de corta duración

En la búsqueda de registros de precipitación cada 5 minutos se encontró que no existían estaciones de estas características en la posición de las estaciones analizadas. Además, el periodo de registros minutal tiene como máximo tres años, sumado a esto su baja densidad espacial. Por lo que se eligieron estaciones que correspondan al mismo régimen de precipitación de las estaciones estudiadas.

En el caso que más de dos estaciones con registros cada 5 minutos se encontraron dentro del mismo régimen, se eligió la más cercana a la estación analizada. La ubicación de todas las estaciones en cuestión se muestra en el Gráfico 4. En ciertos casos fue posible elegir las estaciones según el sub-régimen 1 o 2 y en otros únicamente en base al régimen UM o BM.

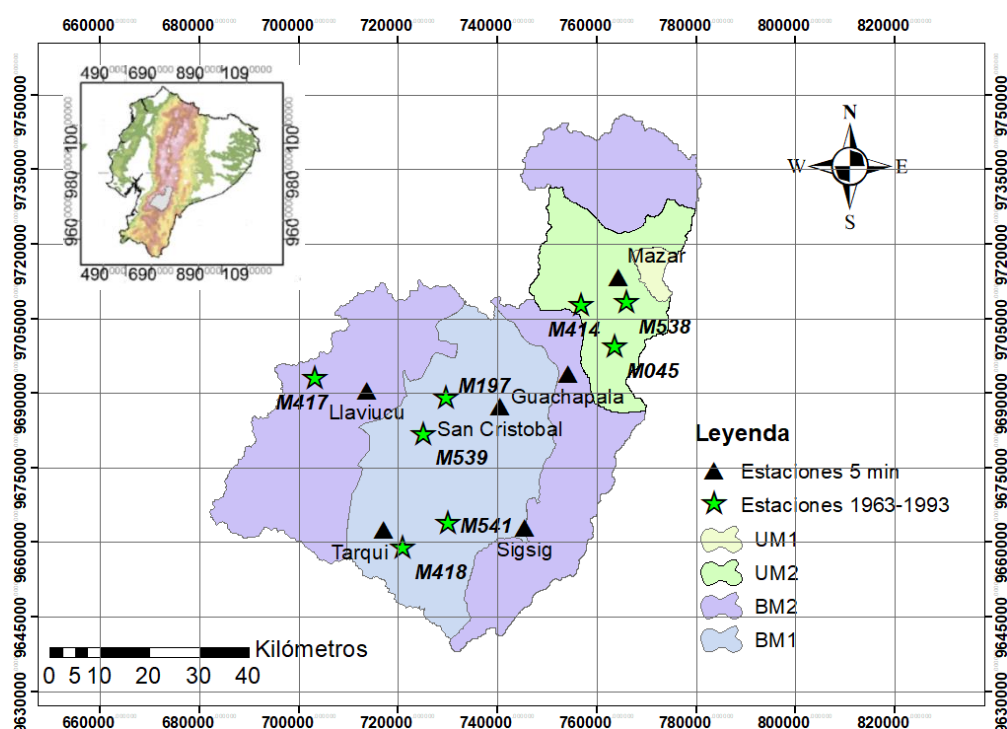


Gráfico 4: Ubicación, dentro de los regímenes de precipitación, de estaciones con registros cada 5 minutos y estaciones analizadas en el periodo 1963-1993

Los Gráficos del 5 al 10, resumen el análisis realizado en cuanto a magnitud y duración de eventos. En el Gráfico 5 se aprecia que en la desembocadura de la cuenca los eventos con duración mayor a los 90 minutos (120 y 180 minutos) tienen una presencia mayor al 5%. No así aguas arriba de la cuenca en donde los eventos con duración menor o igual a 90 minutos tienen una presencia con un porcentaje mayor al 5% (Gráficos 6, 7, 8 y 9).

Para la estación de Mazar (Gráfico 5) se pudo observar que eventos con duración de 30 minutos tienen magnitudes dispersas, similares a las de los eventos con duración mayor a los 360 minutos. Para todos los eventos sus magnitudes crecen acorde con su duración. Además, la distribución de eventos con duraciones de 480, 540 y 720 minutos se agrupa en su mayoría por debajo de su media. Finalmente se puede ver que los eventos con duraciones menores a los 120 minutos presentan mayor dispersión.

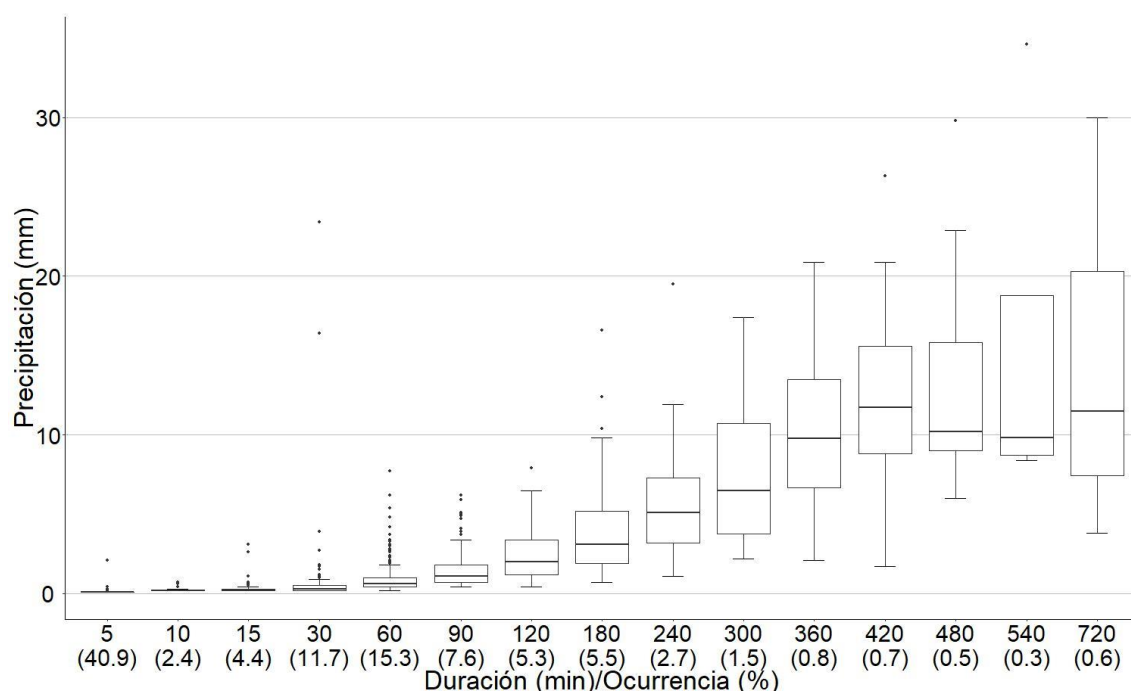


Gráfico 5: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación Mazar, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (15.3 % en relación al total de eventos en los dos años de registros)

En la estación Gachapala el evento que presenta la mayor magnitud tienen una duración de 180 minutos, estos también tienen la mayor dispersión. La mayoría de eventos de 240 y 540 minutos de duración tienen magnitudes por debajo de su media, como se puede observar en el Gráfico 6. Los eventos con mayor rango tienen una duración de 300 y 540 minutos. Sin embargo, para los eventos de 540 minutos casi el 75% se concentra bajo la media.

Además, las magnitudes de los eventos aumentan con su duración, en la mayoría de los casos, para una duración de 420 minutos no sucede esto. Lo que indica menor intensidad durante este tipo de evento, en comparación con los demás. Finalmente se pudo ver que es la estación con mayor presencia de eventos de 5 minutos de duración, cuya magnitud está entre los 2 y 0.1 milímetros.

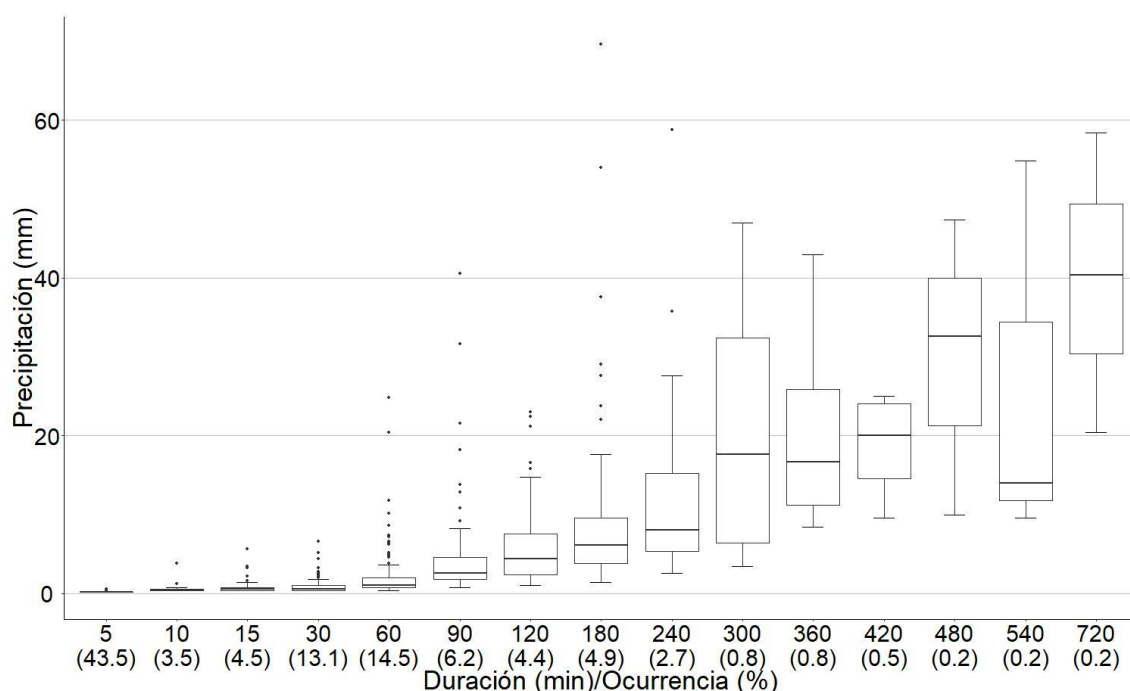


Gráfico 6: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación Guachapala, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (14.5 % en relación al total de eventos en los dos años de registros)

En la estación de Sigsig, (Gráfico 7) los eventos con mayor magnitud son los de 480 minutos de duración. De los eventos con duraciones por sobre los 240 minutos, el menos intenso es el de 360 minutos. Esto debido a que presentó magnitudes medias inferiores a los eventos de duraciones similares y mayores. Desde este punto existe un salto considerable en la media de las magnitudes de eventos de mayor duración. Por último, se pudo observar que existe menor dispersión para todas las duraciones, lo que indica que habrá una mayor consistencia en los coeficientes a determinar.

Los eventos para la estación San Cristobal (Gráfico 8) presentaron un menor rango que los de las estaciones anteriores. El evento con mayor magnitud tiene una duración de 300 minutos. Para los eventos con duración de 120, 180, 300 y 720 la mayor cantidad de precipitaciones se concentran por debajo de la media.

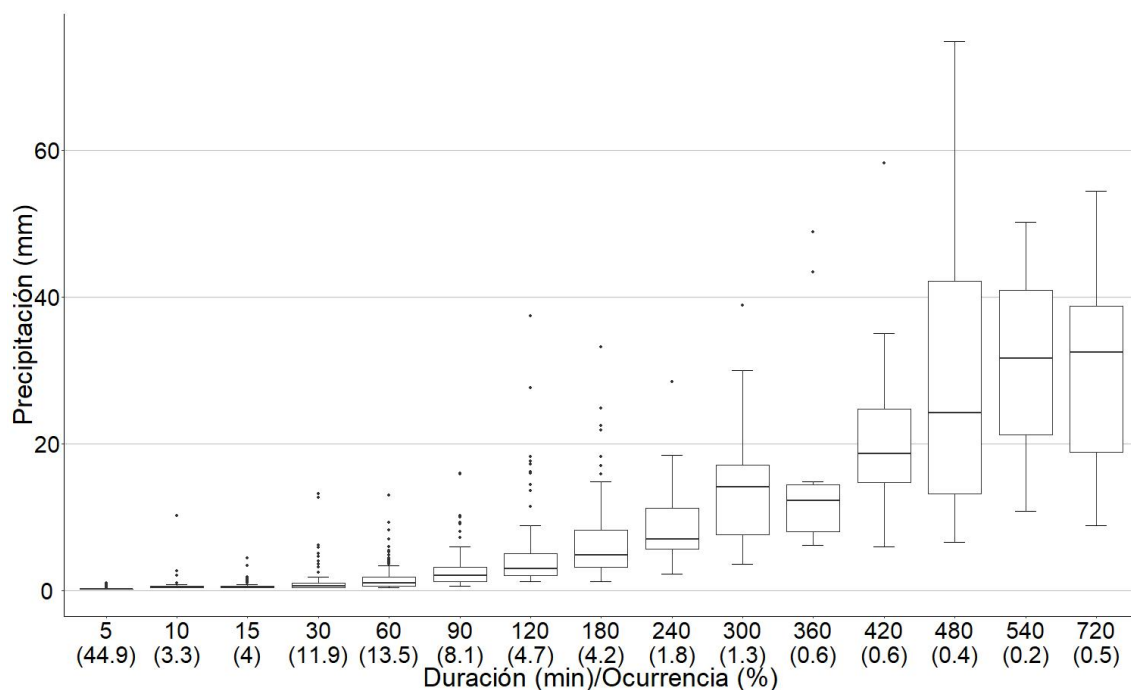


Gráfico 7: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación Sigsig, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (13.5 % en relación al total de eventos en los dos años de registros)

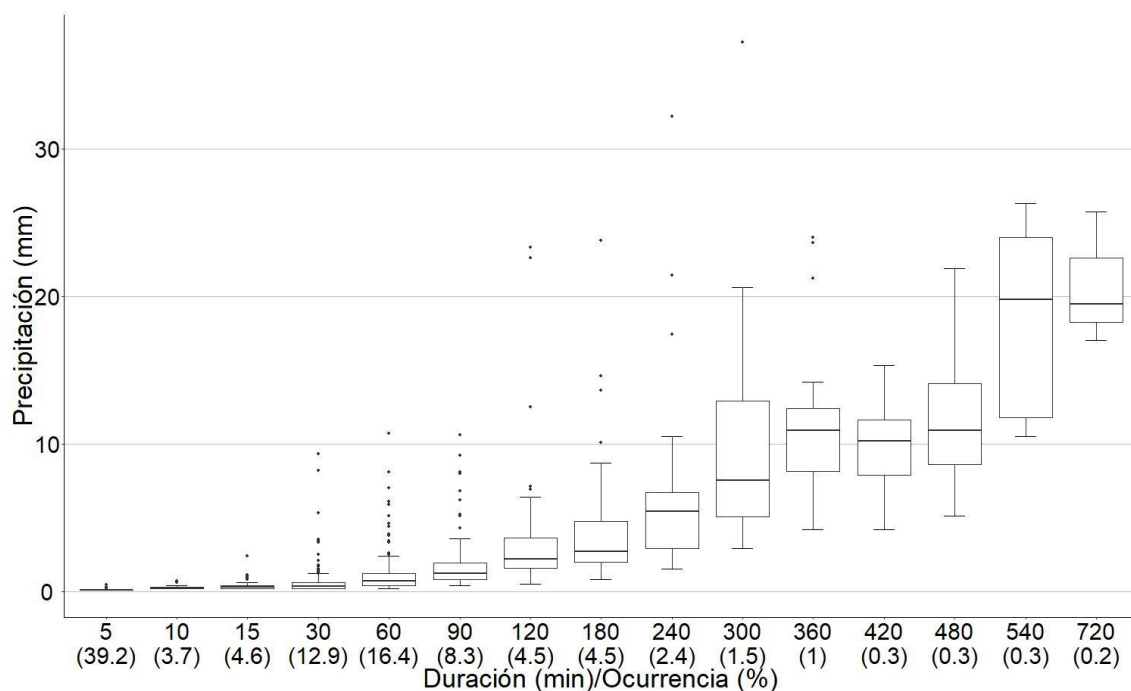


Gráfico 8: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación San Cristobal, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (16.4 % en relación al total de eventos en los dos años de registros)

La estación de Llaviucu (Gráfico 9), ubicada en la zona más alta de la cuenca, presenta el menor rango en magnitud de eventos, para duraciones mayores a 420 minutos. Pero presenta alta variabilidad en la magnitud de las precipitaciones extremas registradas, en relación con su duración. Para duraciones de 180, 360 y 480 minutos la mayor cantidad de eventos se concentra por debajo de la media correspondiente.

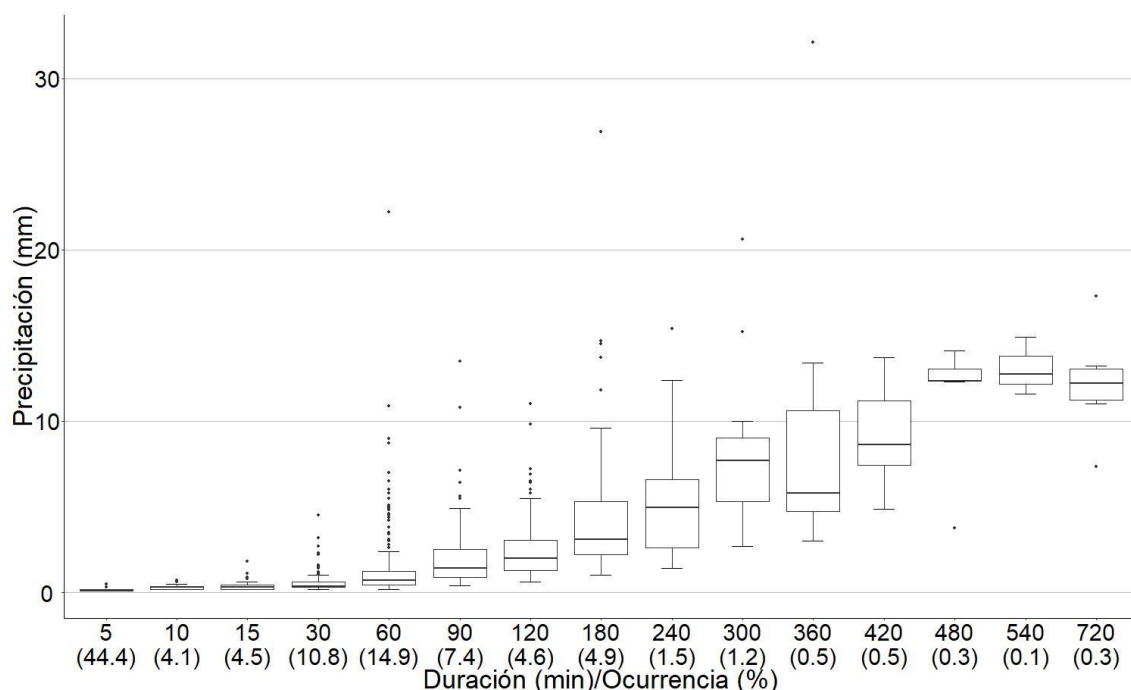


Gráfico 9: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación Llaviucu, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (14.9 % en relación al total de eventos en los dos años de registros)

La estación Tarqui (Gráfico 10) es la que presenta menos eventos con duración mayor a los 360 minutos, en el caso de los eventos mayores a 420 minutos de duración no fueron registrados. El mayor rango se observa en los eventos de 180 y 360 minutos, y la magnitud de los eventos de 10 minutos es mayor a los de las demás estaciones.

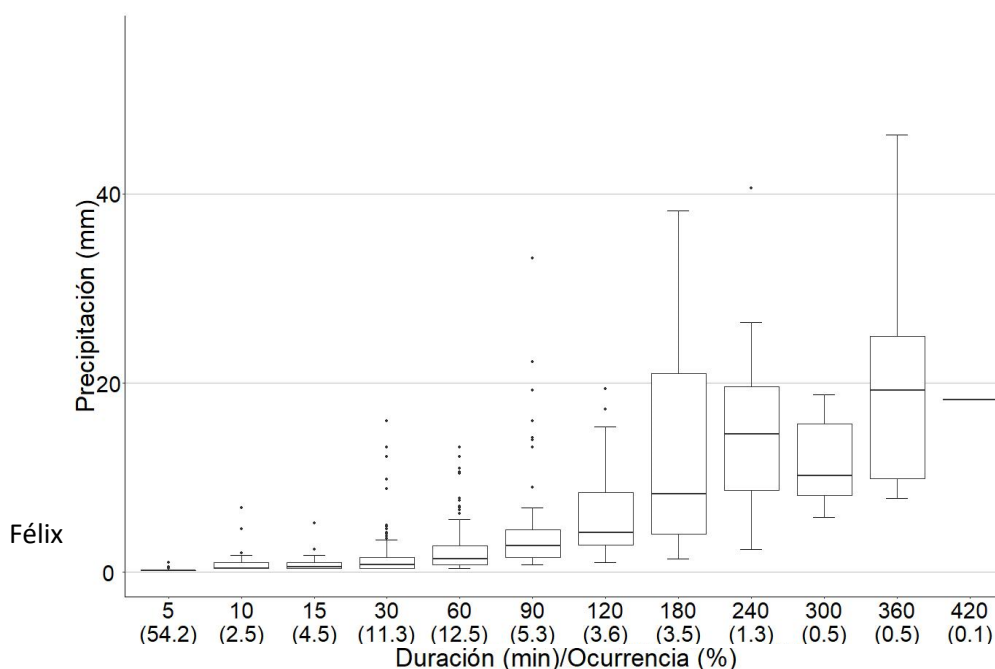


Gráfico 10: Análisis de duración y frecuencia de eventos para la estación Tarqui, el % de lluvia indicado entre paréntesis muestra que el evento con mayor presencia en la zona tiene una hora de duración (12.5 % en relación al total de eventos en los dos años de registros)

3.2.2. Lluvia para un periodo de retorno de dos años y coeficientes de discretización

La razón entre el evento para cada duración y el total diario para el periodo de retorno establecido siguen una tendencia creciente. Por lo cual se creyó conveniente, mediante una regresión establecer la recta que represente este comportamiento. De esta manera se pueden generar coeficientes de discretización no solo para las duraciones estudiadas, sino también intermedias.

En el Gráfico 11 se observa que la mayoría de las razones se acomodan a la recta de regresión. A excepción del coeficiente para el evento de 30 minutos de duración, pues como se observó en el Gráfico 5 el evento extremo para esta duración es mayor a los de duraciones similares. Se determinó el error cuadrático medio (RMSE) para la regresión realizada, para esta estación resultó ser de 0.139.

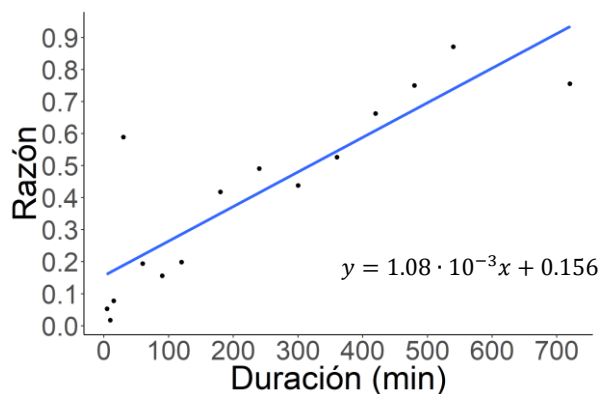


Gráfico 11: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación Mazar

Para la estación Guachapala la recta no se ajusta satisfactoriamente a los eventos de 240, 300 y 420 minutos (Gráfico 12), debido a esto el valor del RMSE es mayor al del gráfico anterior. Se puede observar que dado el corte en 0.231 con las ordenadas las razones para esta estación son mayores a los de la estación de mazar. Esto quiere decir que los eventos representan al menos el 23% del total diario.

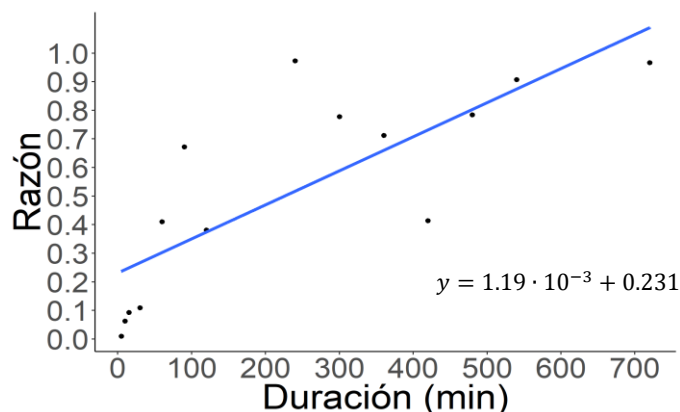


Gráfico 12: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación Guachapala, RMSE = 0.211

La estación de Sigsig (Gráfico 13) presentó mayor regularidad en la evolución de la razón, en relación con el tiempo; por lo tanto, la recta se ajusta de mejor manera. Las razones que se pueden considerar sin un ajuste satisfactorio son los de 120, 480 y 720 minutos de duración.

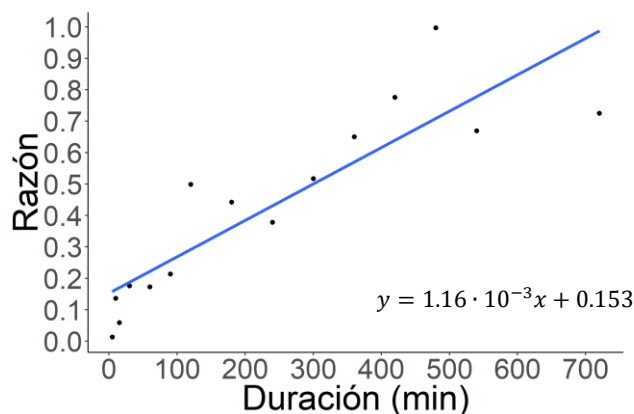


Gráfico 13: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación Sigsig, RMSE = 0.137

Para la estación de San Cristobal las razones siguen una tendencia creciente descrita por la recta ajustada (Gráfico 14). La razón para el evento extremo de 300 minutos de duración se encuentra disperso del ajuste, situación ya predicha por el Gráfico 8. Sin embargo, la mayoría de razones se ajustan a la regresión realizada o están cercanos a ella.

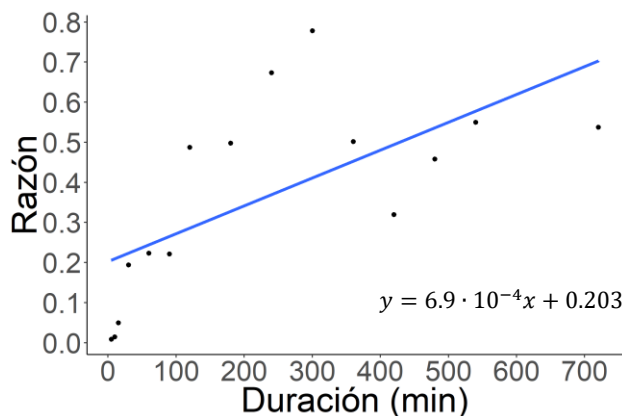


Gráfico 14: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación San Cristobal, RMSE = 0.177

En la estación de Llaviucu existen razones de mayores duraciones por debajo de la recta y viceversa. Sin embargo, la recta se ajusta a la tendencia de estas satisfactoriamente, aunque el valor del RMSE es el mayor de todos. Solo tres razones no se ajustan satisfactoriamente a la regresión realizada.

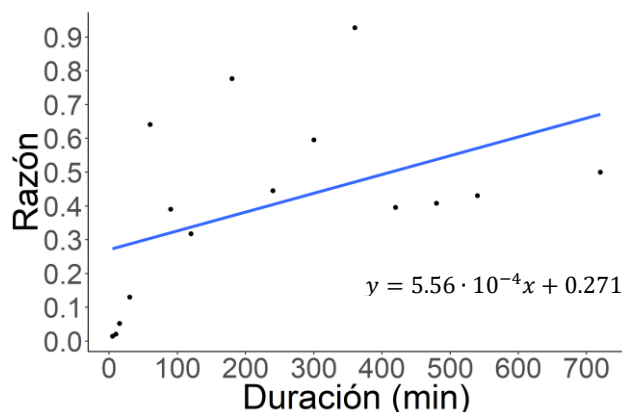


Gráfico 15: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación Llaviucu, RMSE = 0.232

En el Gráfico 16 la recta se sigue la tendencia de las razones de la estación Tarqui. Sin embargo, los puntos correspondientes se encuentran en su mayoría alejados de la recta. En esta y todos los ajustes se da que para las razones correspondientes a los eventos con duraciones

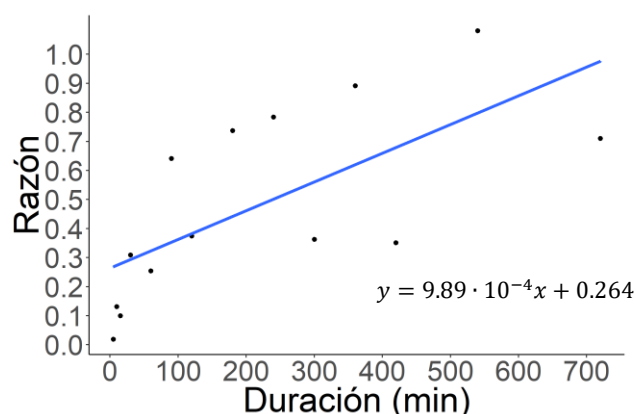


Gráfico 16: Ajuste de los coeficientes de discretización para eventos diarios de la estación Tarqui, RMSE = 0.230

Dada la tendencia en las razones para eventos de duraciones menores a una hora, se optó por ajustar los puntos a una ecuación logarítmica. Se obtuvo una mejora significativa del RMSE en cuatro de las seis estaciones. Consecuentemente, para determinar sus razones correspondientes se usará el ajuste logarítmico.

Finalmente, se usaron las razones representadas por ecuaciones lineales para las estaciones de Mazar y Sigisig, y por ecuaciones logarítmicas para Guachapala, San Cristobal, Llaviucu y Tarqui. Estas razones sirvieron de coeficientes de escala para

discretizar el total diario del evento determinado para un periodo de retorno de 50 años.

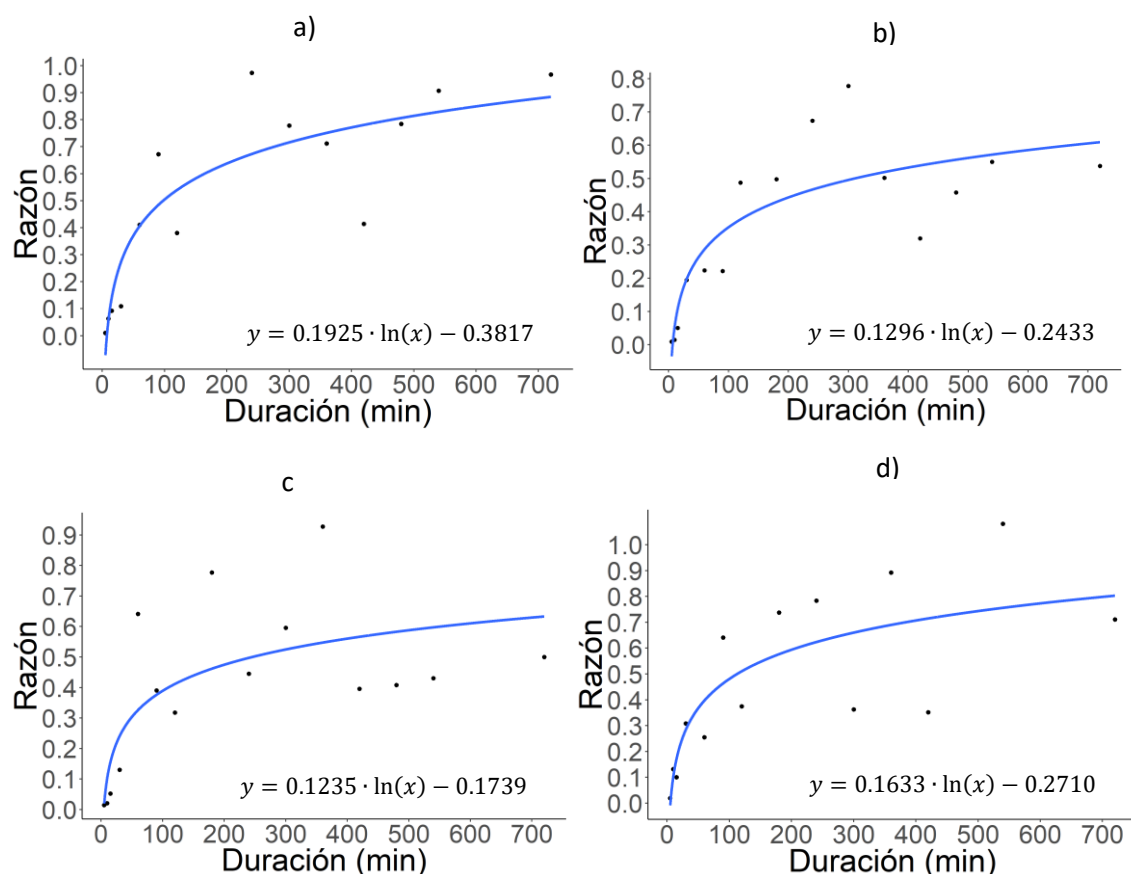


Gráfico 17: Ajuste logarítmico para las razones de eventos con $T_r = 2$ años de las estaciones: a) Guachapala ($RMSE=0.156$), b) San Cristobal ($RMSE=0.123$), c) Llaviucu ($RMSE=0.182$) y d) Tarqui ($RMSE=0.190$)

3.3. Lluvia de diseño para un periodo de retorno de 50 años

En esta sección se analizaron las distribuciones de probabilidad que describen mejor el comportamiento de los valores máximos anuales de cada estación y en los periodos de análisis propuestos. A continuación, se muestran los resultados para cada una de las estaciones, y se analiza la lluvia de diseño con periodo de retorno de 50 años para la distribución mejor ajustada.

3.3.1. Estación M418

El Gráfico 18 muestra los máximos anuales correspondientes a cada periodo analizado. En este caso se encontró el periodo húmedo, seco y la transición

decreciente. El análisis de oscilaciones fue realizado hasta el 2000 pero los máximos anuales solamente se registraron hasta 1993.

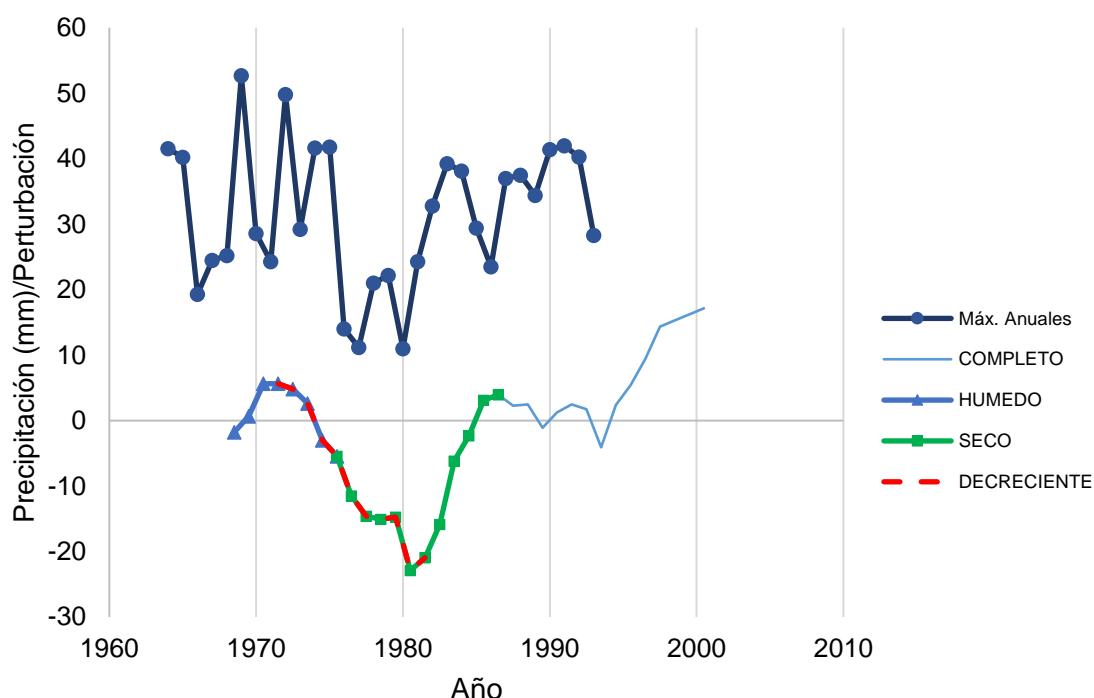


Gráfico 18: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M418

El Gráfico 19 muestra el ajuste de la curva de función de densidad y el histograma de densidades. Las distribuciones Gumbel y la Gamma Incompleta, son las que mejor se ajustaron al periodo completo de registros. El p-valor correspondiente es de 0.952 para las dos distribuciones, (Gráfico 19) y el evento extremo pronosticado es de 76.24 y 70.63 mm para las distribuciones Gumbel y Gama Incompleta,

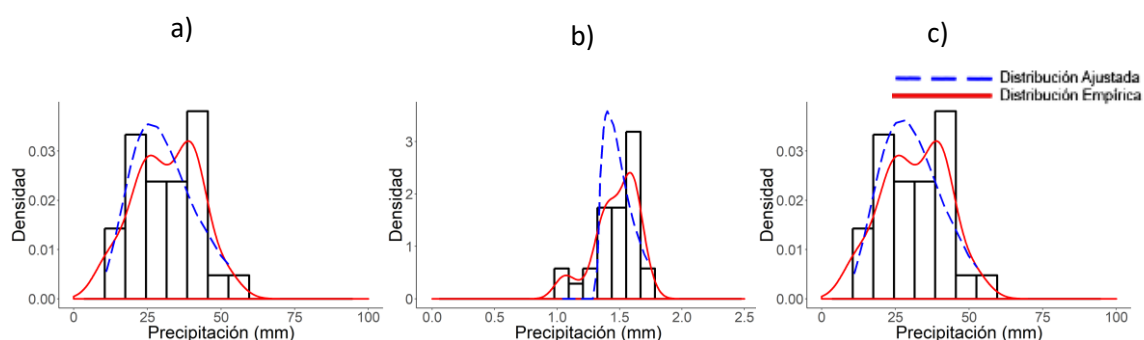


Gráfico 19: Ajuste para el periodo completo de registros de las distribuciones: a) Gumbel (0.952), b) Log-Pearson tipo III (0.799) y c) Gamma Incompleta (0.952)

respectivamente.

Para el periodo húmedo la distribución mejor ajustada fue la Gumbel (Gráfico 20), el evento extremo correspondiente es de 64.23 mm. Este valor es menor al de la serie de registros completa debido a que la serie completa incluye valores máximos

anuales de igual o mayor magnitud. Esto debido a que al final del periodo de registros se evidencia el inicio de un nuevo periodo húmedo (Gráfico 3).

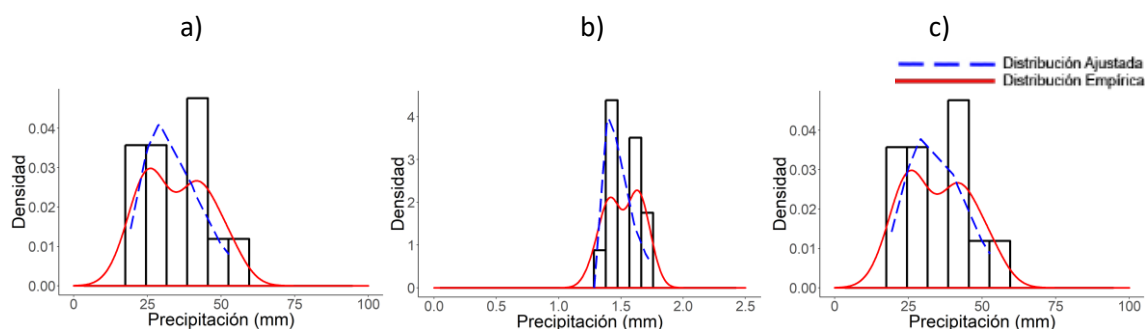


Gráfico 20: Ajuste para los registros del periodo húmedo de las distribuciones: a) Gumbel (0.986), b) Log-Pearson tipo III (0.859) y c) Gamma Incompleta (0.869)

En el Gráfico 21 se muestra que las distribuciones Gumbel y Gamma Incompleta son las que mejor se ajustaron a la distribución de valores máximos anuales, para el periodo seco. Los valores extremos de precipitación correspondiente son 58.30 y 62.42 mm.

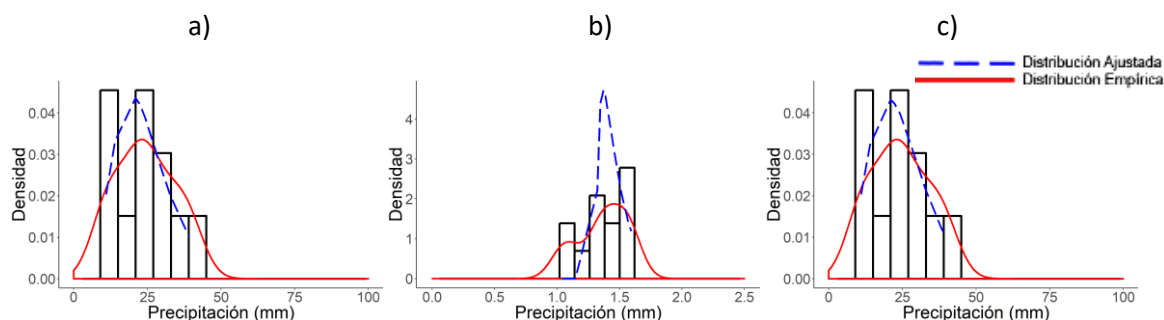


Gráfico 21: Ajuste para los registros del periodo seco para las distribuciones: a) Gumbel (0.988), b) Log-Pearson tipo III (0.518) y c) Gamma Incompleta (0.988)

Finalmente, para esta estación se analizó el periodo decreciente, transición entre el periodo húmedo y seco analizados anteriormente. Las distribuciones Gumbel y Gamma incompleta son las que mejor se ajustaron, los valores para el evento extremo son 64.02 y 66.74 mm, respectivamente.

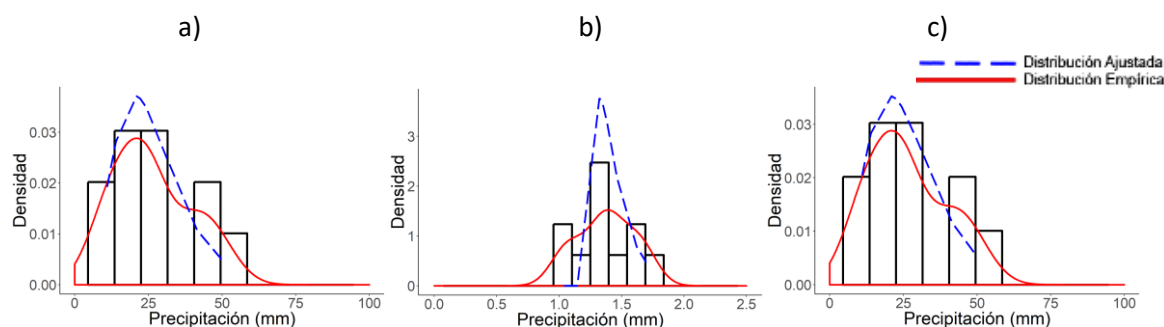


Gráfico 22: Ajuste para los registros del periodo decreciente para las distribuciones: a) Gumbel (0.993), b) Log-Pearson tipo III (0.808) y c) Gamma Incompleta (0.993)

Los valores expuestos muestran que el evento extremo para el periodo completo de registros es mayor al de los otros. Debido a que comprende un tramo de la oscilación correspondiente al inicio de un periodo húmedo diferente al analizado. Esto ocasiona un aumento en la magnitud de valores máximos anuales de la serie completa con respecto a los del periodo húmedo.

El evento extremo correspondiente al periodo húmedo fue mayor al evento del periodo seco. Lo que se debe a la presencia de eventos máximos anuales de menor magnitud dentro del periodo seco. Para la establecer esta diferencia de magnitudes se propone el uso de un factor de escala. El mismo que es la razón entre los eventos extremos para un periodo y otro. Es así que el evento para el periodo húmedo es 1.22 veces mayor al del periodo seco. Y, el factor de escala que amplifica la magnitud del evento para el periodo húmedo con respecto al periodo seco es de 1.14.

Finalmente, los eventos del periodo decreciente están dominados por el periodo seco. Es decir, la magnitud de los eventos máximos anuales disminuye rápidamente hasta llegar al periodo seco. Por lo que se puede decir que no existe una histéresis del periodo húmedo en esta transición.

Con los resultados obtenidos hasta el momento, se ha elegido la distribución de Gumbel como la más adecuada para determinar eventos extremos en la estación estudiada. La Ecuación 24 presenta la función de distribución de probabilidad obtenida para la serie completa.

$$f(x) = e^{-e^{-0.097(x-26.158)}}$$

Ecuación 24

En base a la ecuación anterior se ha determinado la recta que permita obtener los eventos extremos para diferentes periodos de retorno en papel logarítmico. El Gráfico 23, muestra la recta para el periodo de registros completo y su ecuación. Adicionalmente, se han graficado las rectas para los otros periodos. Se pudo ver que, para eventos con un periodo de retorno menor a 10 años, calculados con los registros del periodo húmedo, las magnitudes son mayores que los del periodo de registros completo.

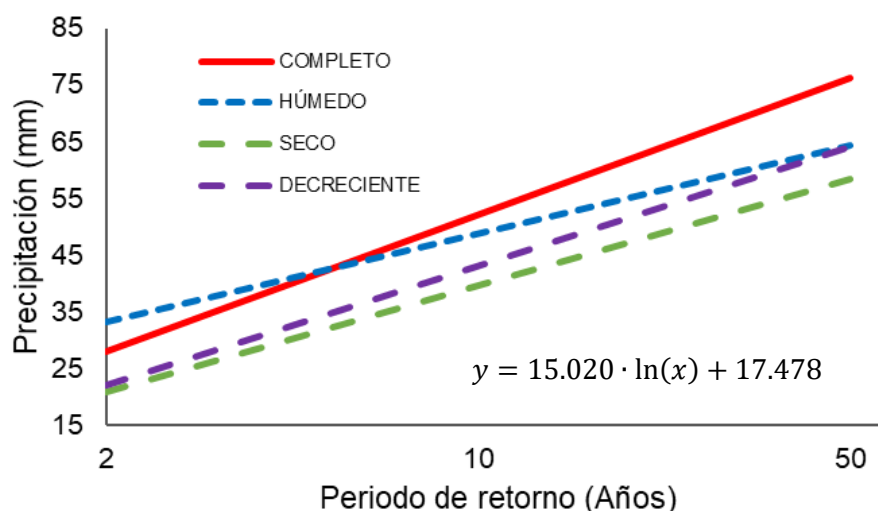


Gráfico 23: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M418

Además, la diferencia entre los eventos extremos del periodo húmedo con respecto al seco disminuye conforme crece el periodo de retorno. Lo contrario ocurre con la diferencia para los eventos del periodo completo y el seco.

El evento con 50 años de periodo de retorno para el periodo seco equivale a uno de 18 años si se analiza la serie completa. Así también, el evento del periodo seco equivale a uno de 25 años de periodo de retorno con respecto al del periodo húmedo. Finalmente, el rango entre eventos extremos para los periodos de análisis con menor y mayor magnitud es de 15.14 mm.

3.3.2. Estación M417

En esta estación se distinguieron los periodos húmedo y creciente (Gráfico 24). No se determinó un periodo húmedo debido a que la oscilación no lo contiene. Sin embargo, parece que este se encuentra en el periodo 1963-1968. Aun así, este no ha sido analizado debido a la incertidumbre que existe al ver altos registros máximos anuales en el intervalo de tiempo mencionado.

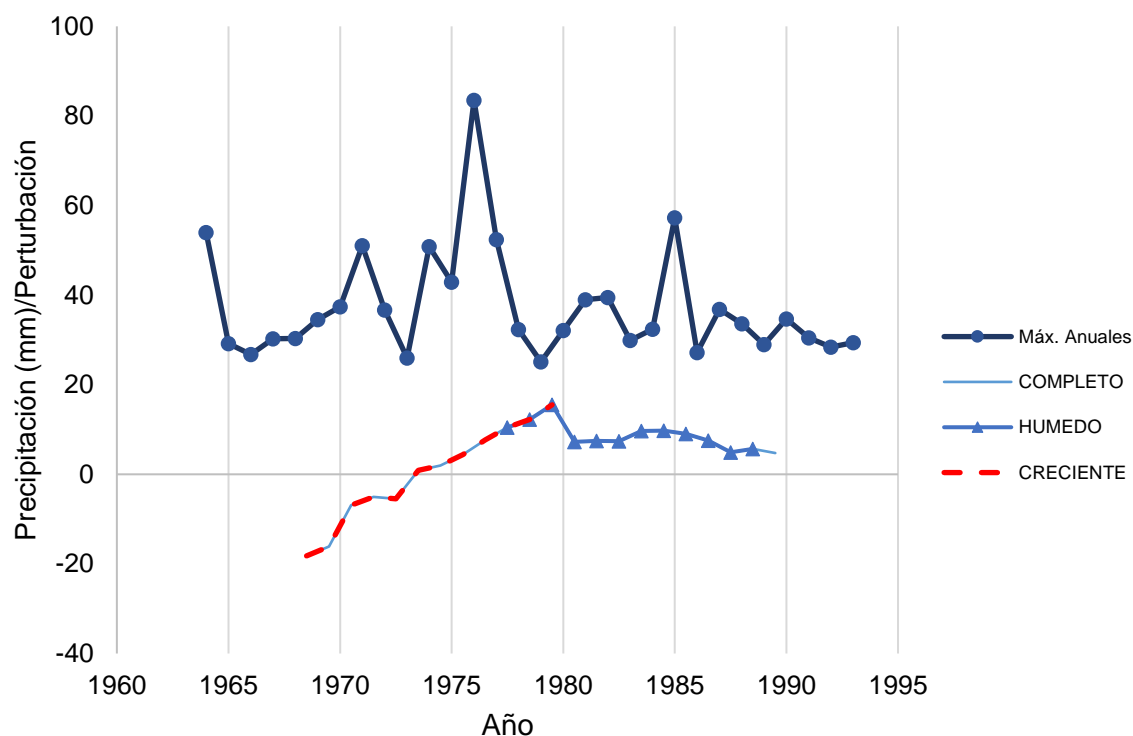


Gráfico 24: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M417, se encuentra marcado el intervalo de análisis para el periodo creciente

La distribución Log-Pearson tipo III presentó el mejor ajuste para la serie completa (Gráfico 25). El evento correspondiente a un periodo de retorno de 50 años es de 74.93 mm. Las distribuciones Gumbel y Gamma no se ajustaron del todo, como muestra de esto presentaron un sesgo hacia la derecha, lo que también afecta la forma de su cola.

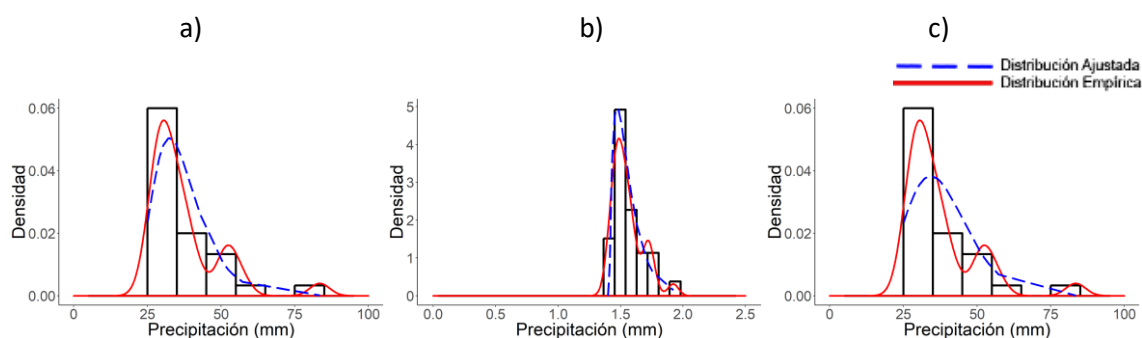


Gráfico 25: Ajuste para los registros del periodo completo para las distribuciones: a) Gumbel (0.808), b) Log-Pearson tipo III (0.958) y c) Gamma Incompleta (0.801)

El periodo húmedo presentó el mejor ajuste con la distribución Gumbel, las otras dos distribuciones presentaron un desfase en ciertos puntos (Gráfico 26). El evento para esta distribución tiene una magnitud de 59.04 mm. Sin embargo, en la distribución Log-Pearson, que fue la mejor ajustada para la serie completa, el evento es de 78.02 mm.

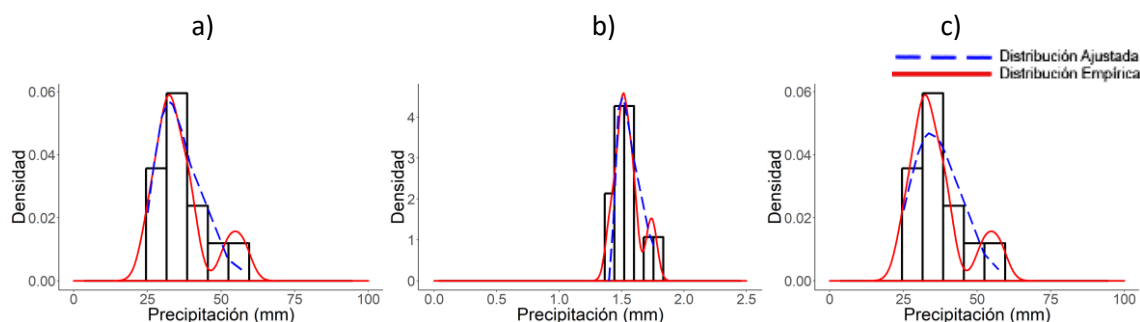


Gráfico 26: Ajuste para los registros del periodo húmedo para las distribuciones: a) Gumbel (0.994), b) Log-Pearson tipo III (0.869) y c) Gamma Incompleta (0.869)

Dentro de los registros de esta estación se encontró un periodo creciente, cuyos resultados de ajuste se muestran en el Gráfico 27. La distribución mejor ajustada fue la Log-Pearson tipo III, y el evento extremo correspondiente de 80.88 mm. Los ajustes para las distribuciones Gamma Incompleta y Gumbel estuvieron desfasados hacia la derecha. Sin embargo, sus p-valores son cercanos a los de la distribución mejor ajustada.

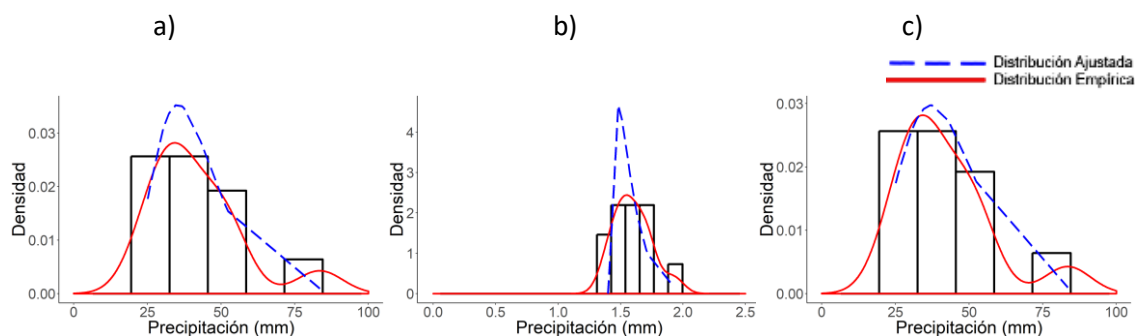


Gráfico 27: Ajuste para los registros del periodo creciente para las distribuciones: a) Gumbel (0.869), b) Log-Pearson tipo III (0.948) y c) Gamma Incompleta (0.820)

En consideración a los resultados expuestos se recomienda tomar la distribución Log-Pearson tipo III para el análisis de eventos extremos en esta estación. A continuación, se presenta la función de distribución de probabilidad para el periodo completo (Ecuación 25).

$$f(x) = \frac{18.18^{0.345}(y - 1.805)^{0.345-1}e^{-18.18(y-1.805)}}{x\Gamma(0.345)}$$

Ecuación 25

Para esta distribución, la relación entre el periodo de retorno en escala logarítmica y el evento extremo correspondiente, para la serie completa, se muestra en el Gráfico 28 junto a su ecuación. Además, las rectas para los eventos extremos de las series analizadas muestran que la diferencia entre el periodo húmedo y el completo permanece constante. Mientras que la diferencia entre los eventos para el periodo creciente y el completo aumenta. Esto debido a que los máximos anuales para el periodo reciente son mayores y estos eventos tienen mayor densidad. Este fenómeno se explica a continuación.

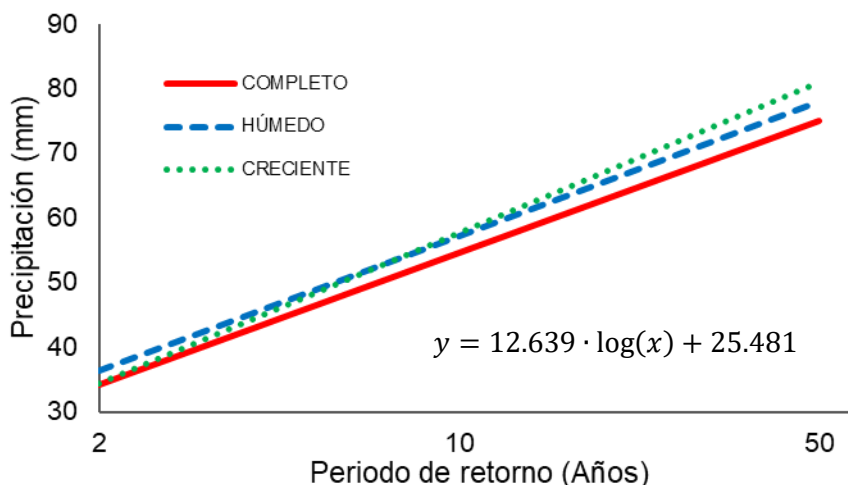


Gráfico 28: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M417

Dados los dos gráficos para eventos extremos, se puede apreciar que para la estación en cuestión (M417) estos son mayores que los de la estación M418.

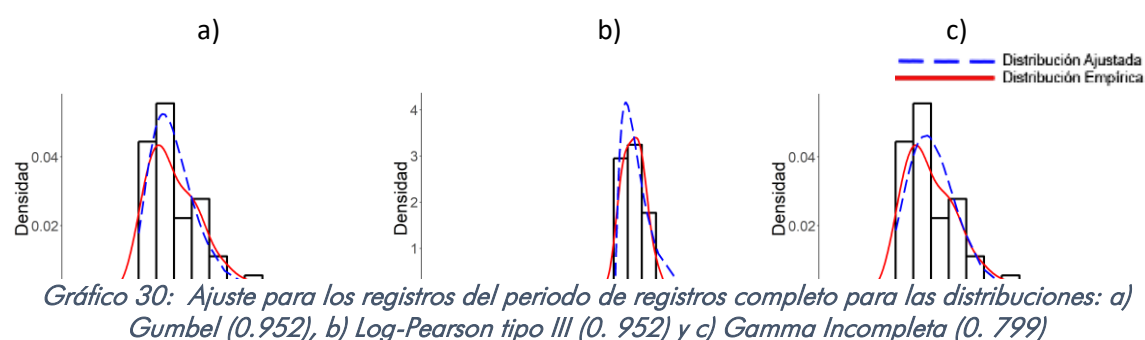
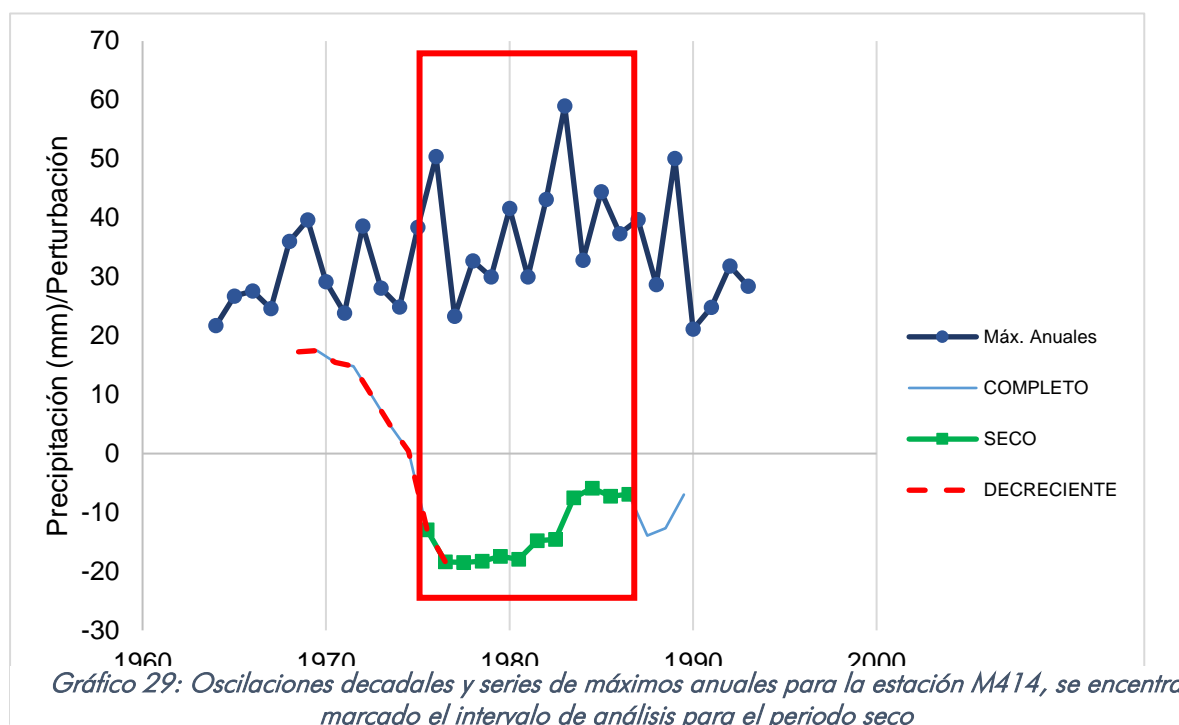
En el análisis de esta estación el evento extremo correspondiente al periodo creciente se impuso al de la serie completa, y este último al del periodo húmedo. Lo cual se debe a la existencia de un evento máximo anual de 83.5 mm en 1976, año comprendido dentro del periodo creciente y no en el húmedo (Gráfico 24). El evento mencionado es el máximo anual de mayor magnitud de la serie de registros. La inclusión de este evento altera la distribución de probabilidad usada y por lo tanto los eventos extremos pronosticados para el periodo mencionado.

En este caso el rango para los eventos extremos de los periodos analizados es de 5.96 mm. El evento extremo para el periodo húmedo equivale a uno de 64 años de periodo de retorno con respecto al de la serie completa.

3.3.3. Estación M414

En esta estación se determinaron eventos extremos para el periodo seco y decreciente. Aunque en la parte más alta de la oscilación se ve un parte de lo que podría ser un periodo húmedo, este no se ha seleccionado, debido a que este no se ve por completo (Gráfico 29). Además, existe incertidumbre en relación con los registros máximos anuales en esta zona de la oscilación.

En esta estación se analizaron el periodo de registros completo, seco y decreciente. Para el periodo completo se puede observar que las distribuciones Gumbel y la Log Pearson tipo III son las que mejor se ajustan a la distribución de los valores máximos anuales. Los eventos extremos calculados son de magnitud 59.30 y 67.36 mm, respectivamente (Gráfico 30). Sin embargo, la distribución Log Pearson tipo III se encontró ligeramente sesgada hacia la izquierda..



Para el periodo seco las distribuciones Gumbel y la Gamma Incompleta son las que mejor se ajustan, sus eventos correspondientes son de 69.56 y de 64.59 mm, y sus ajustes se muestran en el Gráfico 31. Se pudo observar que la distribución Log-

Pearson tipo III no llega al máximo valor de la densidad de probabilidad en la gráfica, por lo que su p-valor es de 0.518.

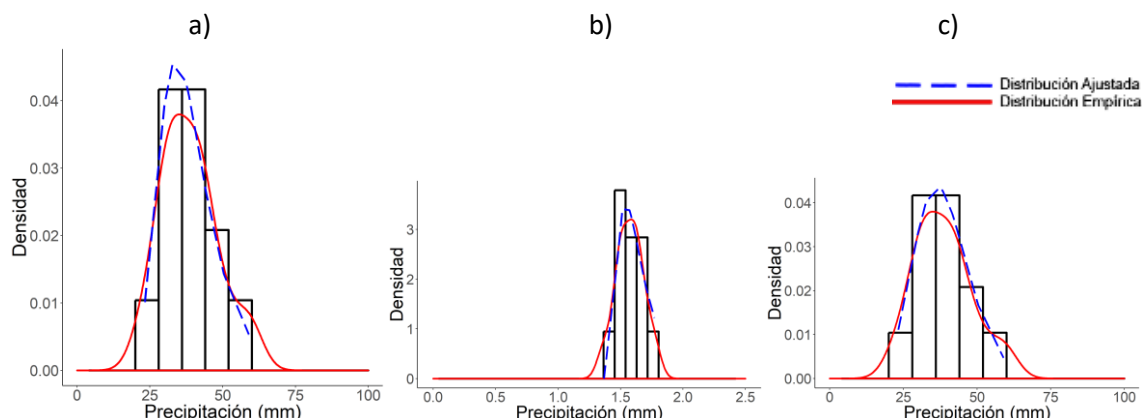


Gráfico 31: Ajuste para los registros del periodo seco para las distribuciones: a) Gumbel (0.986), b) Log-Pearson tipo III (0.518) y c) Gamma Incompleta (0.986)

Se pudo notar que el valor del evento extremo para el periodo seco es mayor que el de la serie completa. Para explicar esto se extrajo la serie de máximos anuales completa para determinar el motivo. En ella se encontró que dentro de los registros comprendidos para el periodo seco (1975-1986) existen dos eventos de 50.4 y 59 mm de magnitud. Estos hicieron que la función de distribución de probabilidad tome en cuenta estos valores, para que posteriormente calcule los eventos extremos en base a estos.

Para corroborar este resultado se cotejó la información de la oscilación decadal de esta estación con la serie de máximos anuales (Gráfico 29). Se pudo observar que además de existir máximos anuales debajo de los 43 mm, que coinciden con un periodo de oscilaciones negativas, existen dos picos sobre los 50 mm. Esto afectó la predicción realizada por la distribución de probabilidad, pues registra una densidad considerable de valores mayores a 50 mm, dentro de la información utilizada (12 valores).

El máximo anual de esta estación correspondiente al año 1983 coincide con un evento El Niño, de gran impacto en el sur del Ecuador (Barber & Chavez, 1983).

Para el periodo decreciente las distribuciones Gumbel y Log-Pearson se ajustaron mejor, sus valores de eventos extremos fueron de 53.64 y 61.25 mm. La distribución Gamma Incompleta se encontró ligeramente desfasada hacia la derecha.

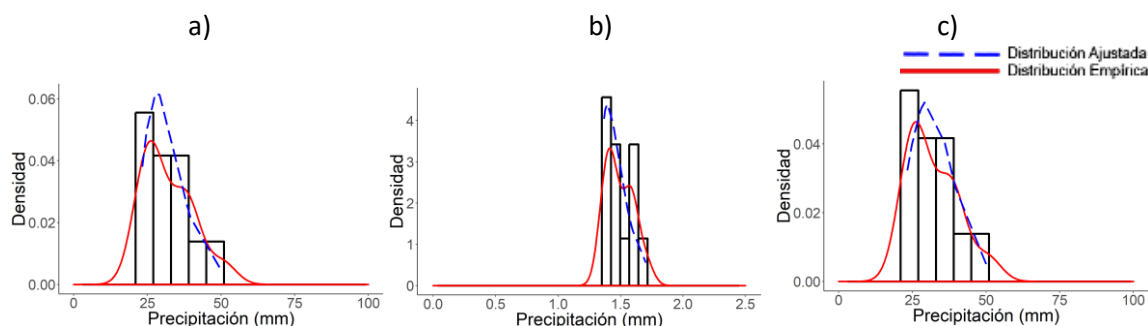


Gráfico 32: Ajuste para los registros del periodo decreciente para las distribuciones: a) Gumbel (0.989), b) Log-Pearson tipo III (0.989) y c) Gamma Incompleta (0.869)

El evento extremo correspondiente al periodo decreciente se ubica por debajo de los otros dos analizados. No fue posible determinar un fenómeno de histéresis presente debido al evento máximo anual presente dentro del periodo seco.

Finalmente se eligió la distribución Gumbel para el análisis de eventos extremos. La Ecuación 26 muestra la función de distribución de probabilidad para la serie completa de registros.

$$f(x) = e^{-e^{-0.143(x-29.398)}}$$

Ecuación 26

La recta que permite la determinación de eventos extremos se ajustó satisfactoriamente a los valores registrados (Gráfico 33). Las diferencias entre los eventos de cada periodo aumentan con el periodo de retorno.

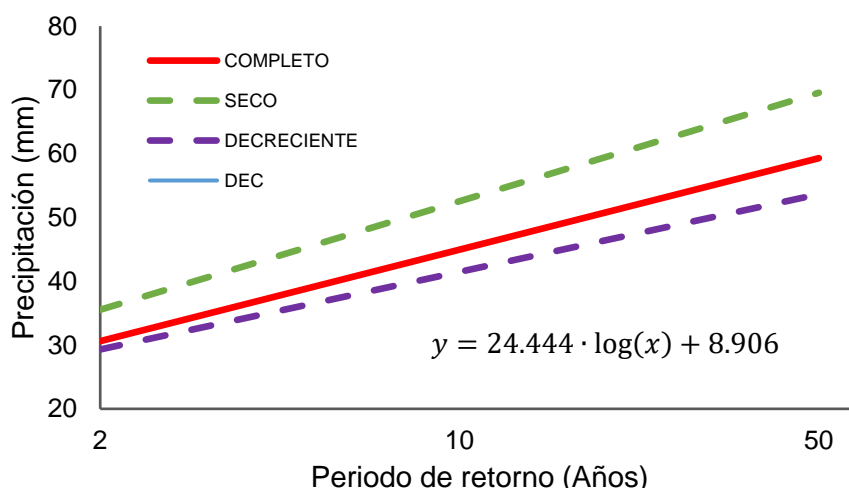


Gráfico 33: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M414

Para 50 años de periodo de retorno el rango de eventos extremos es de 15.92 mm. Es decir, existe una incertidumbre equivalente de 27% con respecto al evento de la serie completa, al momento de calcular eventos extremos.

3.3.4. Estación M045

En la presente estación se analizó el periodo húmedo, seco y su transición decreciente. Es claro ver como la tendencia de los máximos anuales, al igual que de la oscilación, es decreciente (Gráfico 34).

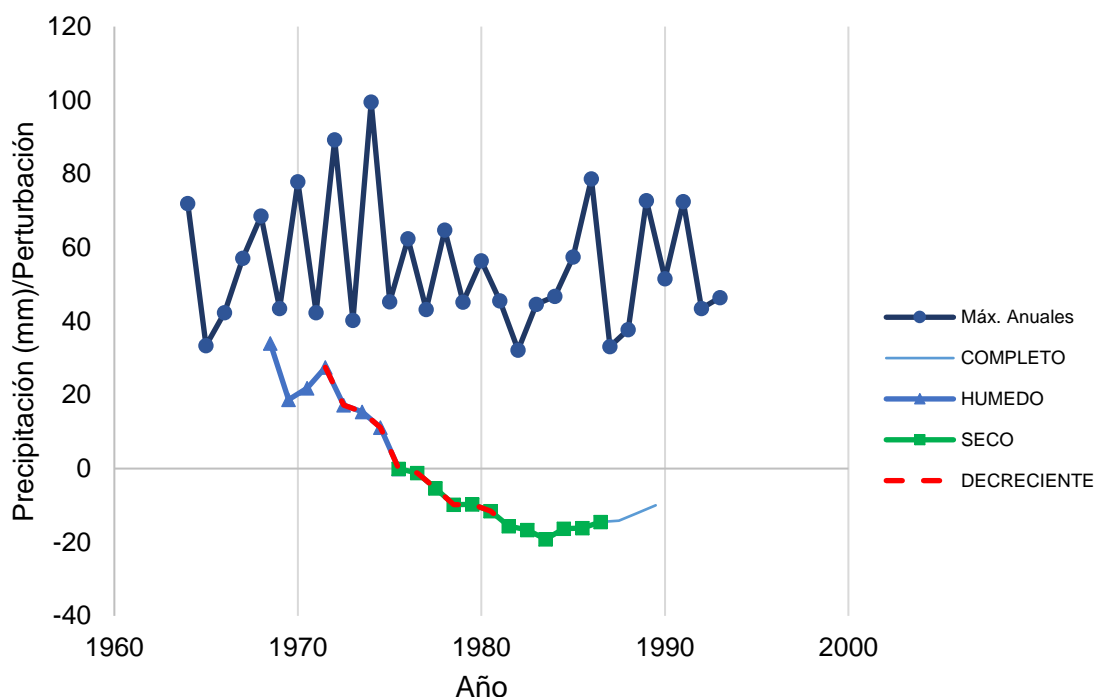


Gráfico 34: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M045

En el periodo completo, el p-valor del ajuste es menor a 0.8 para todas las distribuciones propuestas. No obstante, la distribución Log-Pearson tipo III es la que mejor representa el comportamiento de los valores estudiados; la lluvia extrema correspondiente es de 139.22 mm.

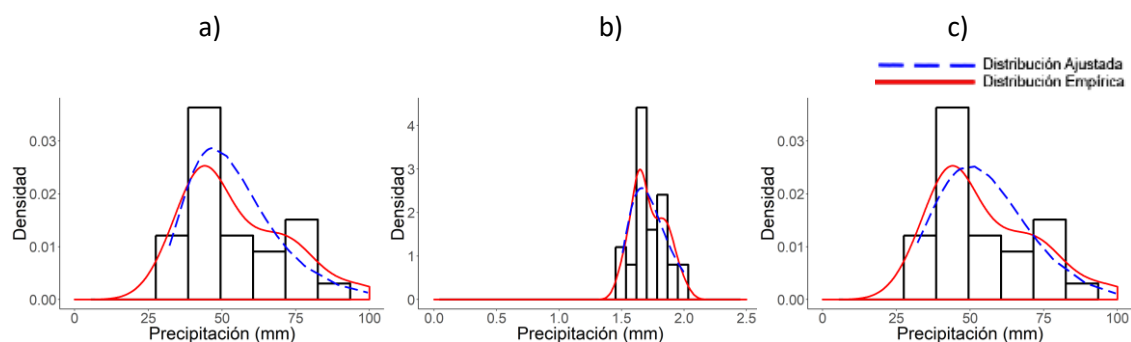


Gráfico 35: Ajuste para los registros del periodo completo para las distribuciones: a) Gumbel (0.586), b) Log-Pearson tipo III (0.799) y c) Gamma Incompleta (0.388)

Para esta estación se encontraron los cuatro periodos planteados para estudio. El Gráfico 36 muestra el ajuste para el periodo húmedo, en el que la distribución Log Pearson tipo III fue la mejor ajustada. El valor del evento extremo correspondiente es de 151.77 mm.

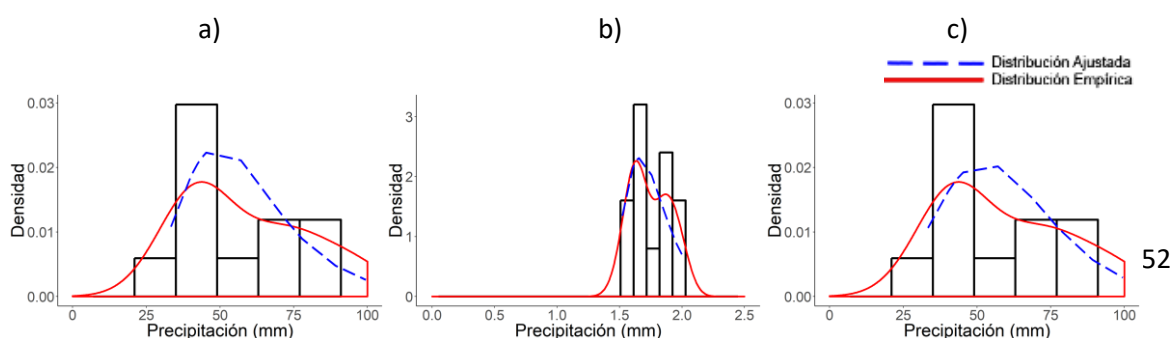


Gráfico 36: Ajuste para los registros del periodo húmedo para las distribuciones: a) Gumbel (0.518), b) Log-Pearson tipo III (0.847) y c) Gamma Incompleta (0.518)

En el periodo seco se ajustó mejor la distribución Gumbel (Gráfico 37), y el evento extremo correspondiente fue de 95.76 mm. Sin embargo, para la distribución Log-Pearson tipo III este evento tuvo una magnitud de 132.33 mm.

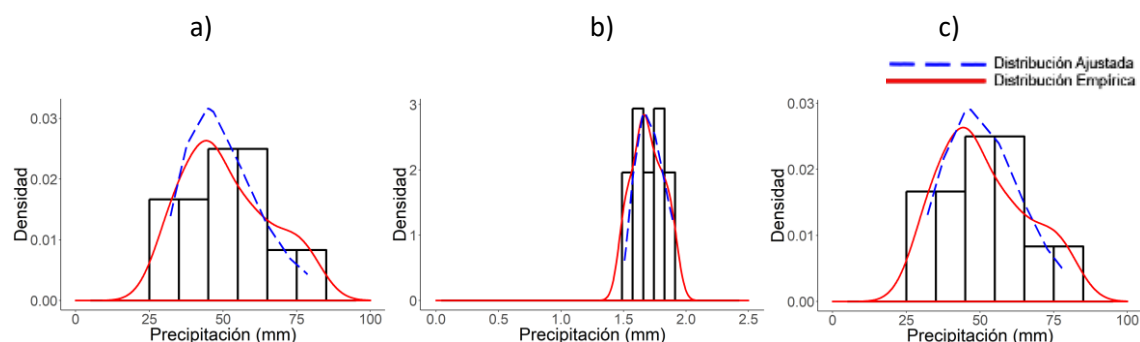


Gráfico 37: Ajuste para los registros del periodo seco para las distribuciones: a) Gumbel (0.989), b) Log-Pearson tipo III (0.869) y c) Gamma Incompleta (0.869)

Finalmente, para el periodo decreciente la distribución mejor ajustada fue la Log-Pearson tipo III, con un valor extremo de 115.53 mm. Las otras dos distribuciones presentan un desplazamiento hacia la derecha.

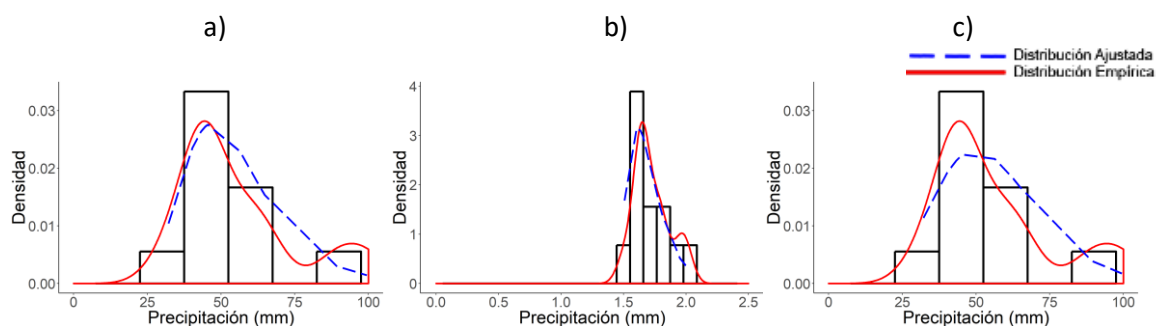


Gráfico 38: Ajuste para los registros del periodo decreciente para las distribuciones: a) Gumbel (0.536), b) Log-Pearson tipo III (0.989) y c) Gamma Incompleta (0.537)

se han podido establecer varias relaciones. El periodo húmedo presentó un factor de escala de 1.09 en relación al periodo de registros completo, para el evento extremo calculado. Y con respecto al periodo seco, el periodo húmedo tiene un evento extremo 1.1 veces mayor.

El periodo creciente no presentó histéresis provocada por el periodo seco, pues los valores de sus eventos extremos están separados por un rango de 10 mm. Esto quiere decir que, en la transición de periodo seco a húmedo, la oscilación permanece menos tiempo en el periodo seco y por lo tanto se esperarí un rápido aumento de magnitud en los eventos máximos anuales del periodo creciente.

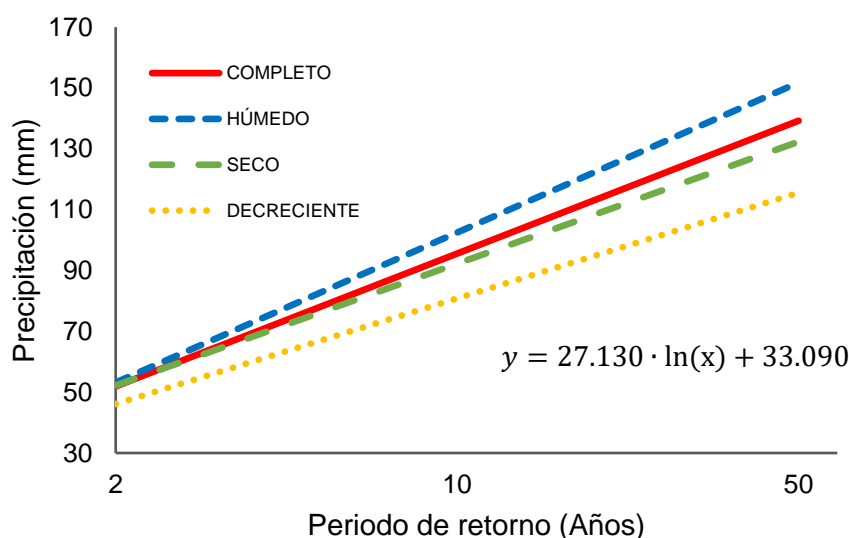
En el periodo de transición decreciente ocurre lo mismo, es decir el periodo húmedo no provoca histéresis. Lo que también se puede ver reflejado en la diferencia de las magnitudes para el evento extremo en los dos periodos. Esta magnitud ocasiona que el rango de los eventos extremos sea de 36.24 mm, el más amplio de todos.

Es entonces que se ha planteado la distribución Log-Pearson tipo III (Ecuación 27) para la determinación de los eventos para diferentes periodos de retorno.

$$f(x) = \frac{26.28^{0.293} (y - 6.85)^{0.293-1} e^{-26.28(y-6.85)}}{x\Gamma(0.293)}$$

Ecuación 27

El Gráfico 39 presenta los diferentes periodos de retorno y sus eventos correspondientes para su fácil obtención e interpretación. Las rectas han sido generadas mediante la distribución Log-Pearson Tipo III para el periodo de registros completo. La ecuación presentada corresponde a la recta de la serie completa. Para todos los periodos se puede observar que las diferencias entre sus eventos extremos aumentan con el periodo de retorno.



El evento

Gráfico 39: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M045

con 50 años de periodo de retorno, para el análisis del tramo húmedo de la oscilación, equivale a uno de 79 años de periodo de retorno en el análisis de la serie completa de registros. Mientras que el evento para el periodo seco equivale a uno de 39 años de periodo de retorno de la serie completa.

3.3.5. Estación M538

La estación analizada al igual que la M045 y la M414 tiene la misma tendencia decreciente en sus oscilaciones Gráfico 34. Sin embargo, posee mayor variación en sus valores máximos anuales, con la excepción del inicio de un periodo creciente al final del periodo seco. En el coinciden tanto la oscilación como los máximos anuales.

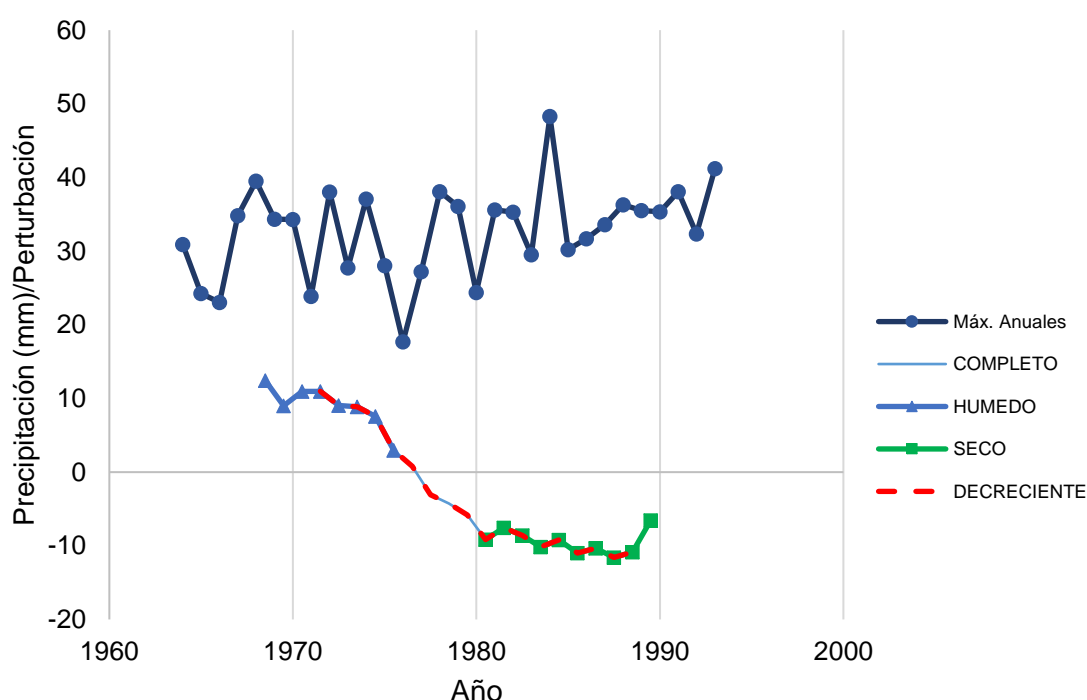


Gráfico 40: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M538

En la presente estación se encontraron y analizaron, además del periodo completo, el periodo húmedo, seco y decreciente. Para el periodo completo las series mejor ajustadas fueron la Gumbel y la Gamma Incompleta (Gráfico 41). Todas las distribuciones presentaron un sesgo hacia la izquierda, además la Log-Pearson tipo III también presentó una escala mayor. Los eventos extremos tuvieron magnitudes de 61.1 mm para la Gumbel y 52.75 mm para la Gamma Incompleta.

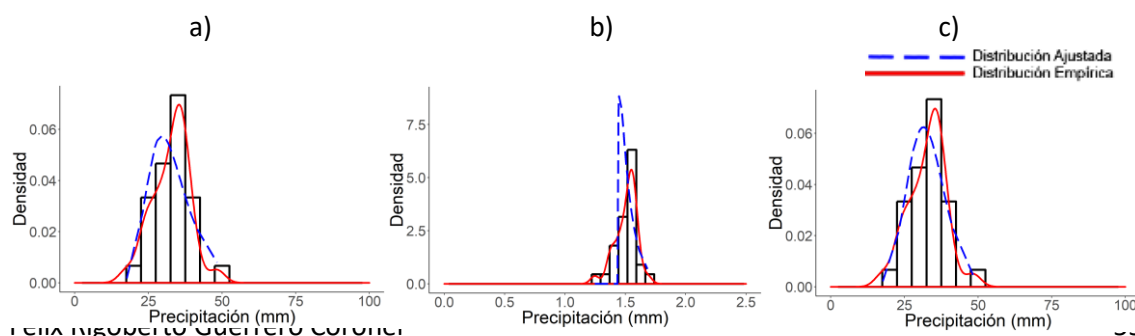


Gráfico 41: Ajuste para el periodo completo de registros para las distribuciones: a) Gumbel (0.958), b) Log-Pearson tipo III (0.388) y c) Gamma Incompleta (0.958)

El periodo húmedo, nuevamente, presentó un mejor ajuste para las dos distribuciones mencionadas en el periodo completo (Gráfico 42). Las magnitudes del evento extremo fueron 53.18 y 50.75 mm para las distribuciones Gumbel y Gamma incompleta, respectivamente.

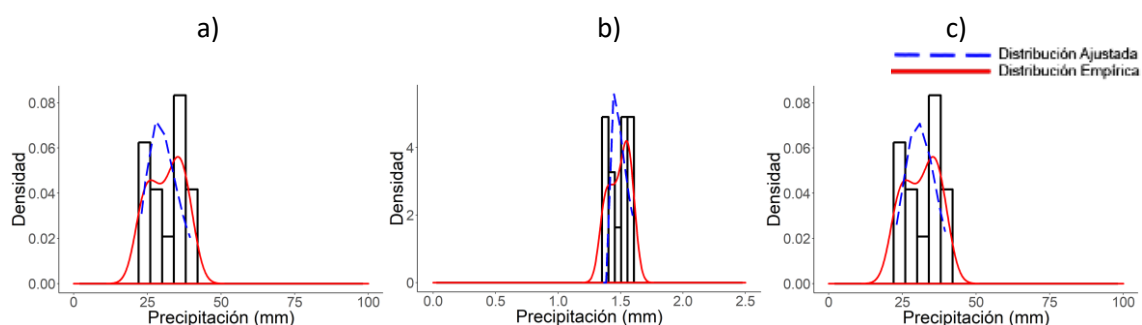


Gráfico 42: Ajuste para los registros del periodo húmedo de las distribuciones: a) Gumbel (0.988), b) Log-Pearson tipo III (0.847) y c) Gamma Incompleta (0.988)

Dentro del periodo seco la distribución mejor ajustada fue la Gamma Incompleta (Gráfico 43) y su evento extremo correspondiente fue de 47.33 mm.

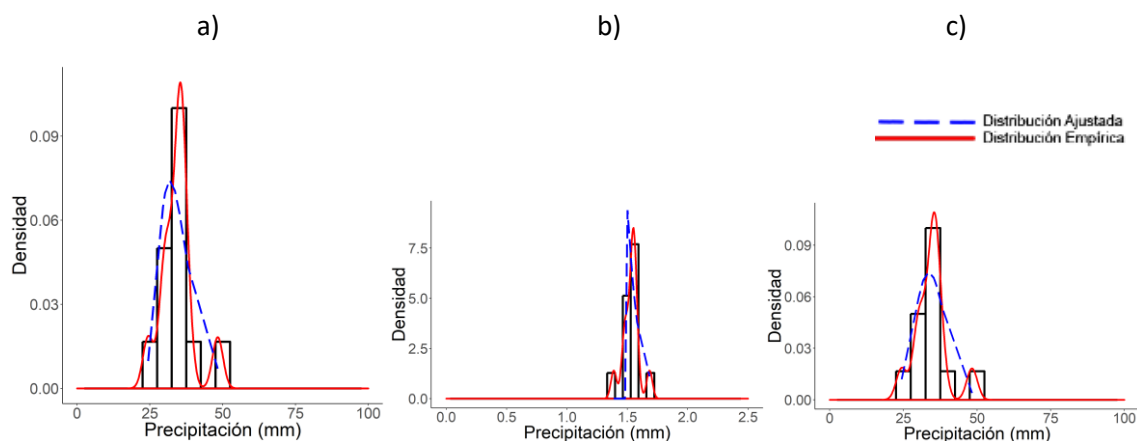


Gráfico 43: Ajuste para el periodo seco de las distribuciones: a) Gumbel (0.819), b) Log-Pearson tipo III (0.847) y c) Gamma Incompleta (0.869)

En el periodo decreciente las tres distribuciones se ajustaron con p-valores altos (Gráfico 44). Sin embargo, se eligió la distribución Gamma Incompleta, debido a que ha sido la que mejores ajustes ha dado para todos los periodos anteriores; el valor del evento extremo es de 52.32mm.

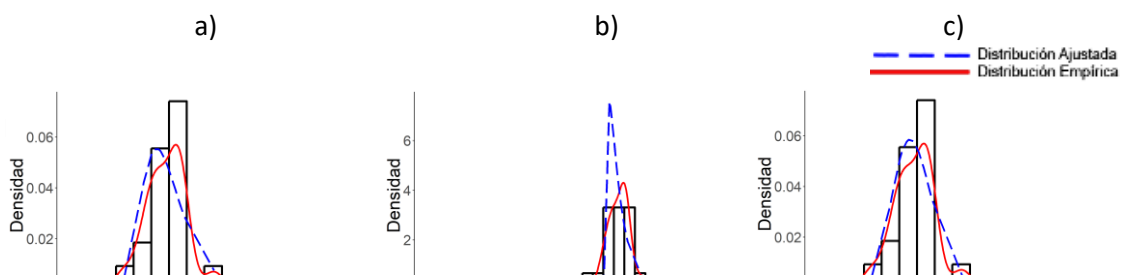


Gráfico 44: Ajuste para el periodo decreciente de las distribuciones: a) Gumbel (0.971), b) Log-Pearson tipo III (0.954) y c) Gamma Incompleta (0.972)

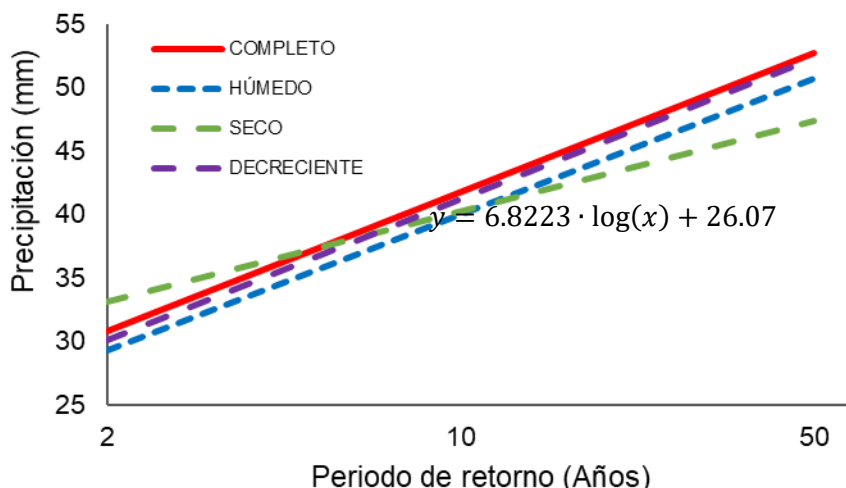
Esta estación presentó el menor rango de eventos extremos analizados, pues la diferencia entre los eventos para el periodo completo y seco es de 5.42. Lo que equivale a decir que el evento para el periodo seco está disminuido con un factor de escala de 0.9, respecto al del periodo completo.

La ecuación de distribución de probabilidad para la función Gamma Incompleta se presenta en la Ecuación 28.

$$f(x) = \frac{25.435^{1.287} x^{1.287-1} e^{-25.435x}}{\Gamma(1.287)}$$

Ecuación 28

En el Gráfico 45 se presentan las rectas que permite determinar eventos extremos para esta estación, junto a ellas la ecuación para la recta del periodo completo. Se puede observar que la recta correspondiente al periodo seco presenta eventos mayores que de los otros periodos de análisis, hasta los 7 años de periodo de retorno. Luego de esto los eventos para el periodo seco son menores y la diferencia va en aumento.



El evento correspondiente al periodo seco es equivalente a uno de 23 años de periodo de retorno del analisis de registros completos.

3.3.6. Estación M541

Para esta estación se pudo ver que las oscilaciones no fueron tan amplias como en el análisis de las anteriores estaciones (Gráfico 47). Por lo que fue más complicado elegir los periodos. En este caso se lo hizo en base que la perturbación de la oscilación sea lo más baja posible en los tramos del periodo seco, en los que había incertidumbre.

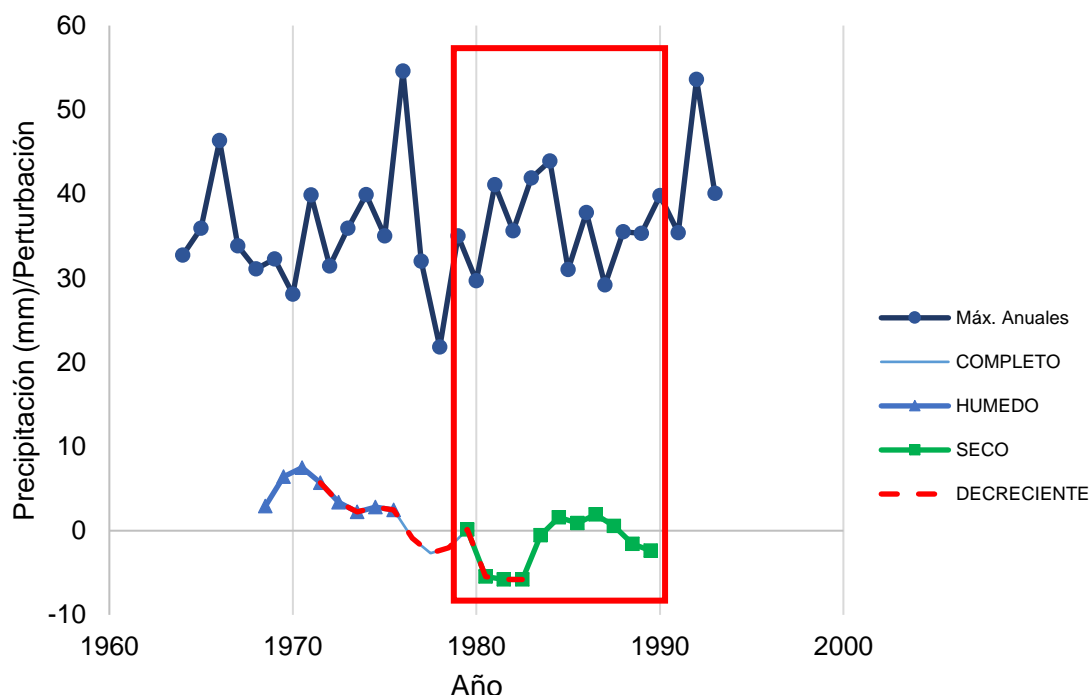


Gráfico 46: Valores máximos anuales y la oscilación correspondientes a la estación M541, se encentra marcado el intervalo de análisis para el periodo seco

En la presente estación el periodo completo de registros quedó mejor representado por las distribuciones Gumbel y Log-Pearson tipo III (Gráfico 47). Con eventos extremos de magnitudes 59.66 y 60.4 mm, respectivamente.

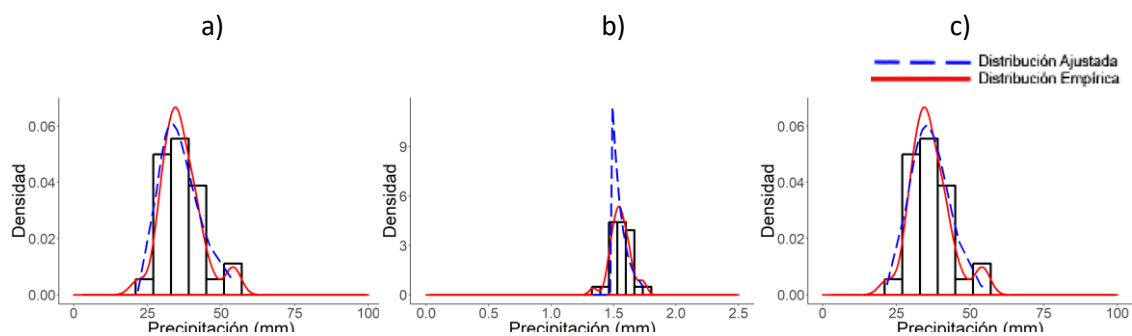


Gráfico 47: Ajuste para el periodo de registros completo, de las distribuciones: a) Gumbel (0.952), b) Log-Pearson tipo III (0.799) y c) Gamma Incompleta (0.952)

Para el periodo húmedo nuevamente las distribuciones Gumbel y Log-Pearson tipo III fueron las mejor ajustadas (Gráfico 48), con eventos extremos de magnitudes 48.99 y 58.18 mm. Se pudo observar que el evento determinado por la distribución Log-Pearson tipo III es más conservador.

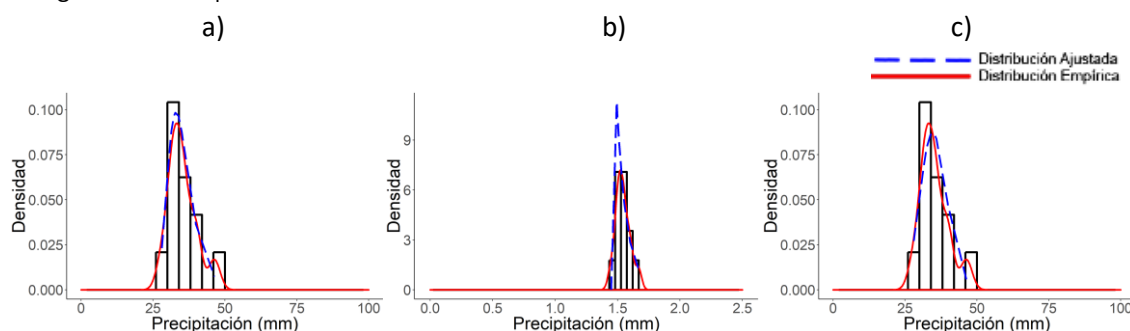


Gráfico 48: Ajuste para el periodo húmedo, de las distribuciones: a) Gumbel (0.996), b) Log-Pearson tipo III (0.996) y c) Gamma Incompleta (0.847)

En relación a los máximos anuales del periodo seco las distribuciones mejor ajustadas fueron la Gumbel y Gamma Incompleta (Gráfico 49), con eventos de 54.16 y 50.98 mm, respectivamente.

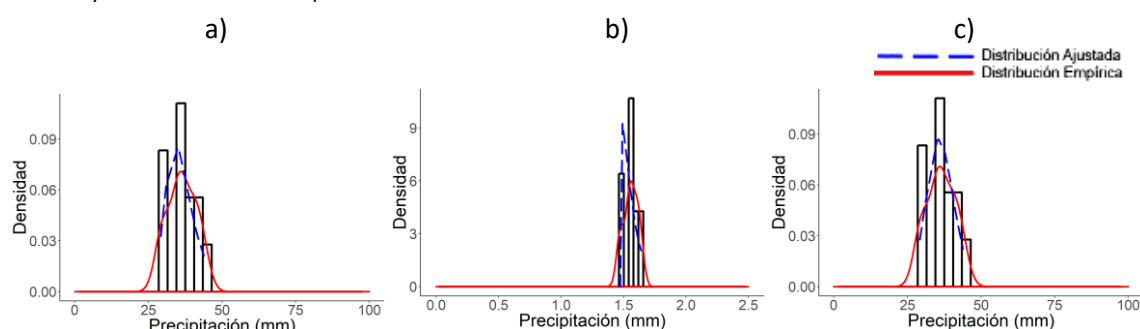


Gráfico 49: Ajuste para el periodo húmedo, de las distribuciones: a) Gumbel (0.988), b) Log-Pearson tipo III (0.847) y c) Gamma Incompleta (0.988)

En este caso el periodo de transición encontrado fue el decreciente, en el que las tres distribuciones se ajustaron con precisión. Sin embargo, se tomó la distribución de Gumbel, pues su ajuste con un alto p-valor se repite en todos los periodos analizados; el evento extremo correspondiente es de 62.82 mm.

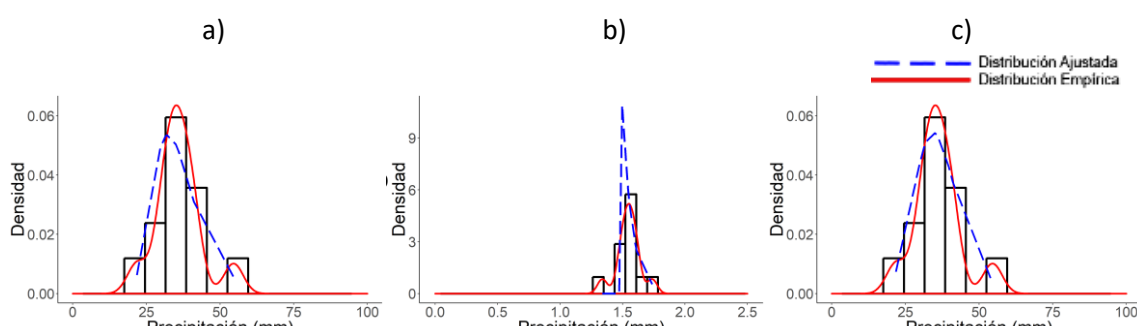


Gráfico 50: Ajuste para el periodo decreciente, de las distribuciones: a) Gumbel (0.976), b) Log-Pearson tipo III (0.976) y c) Gamma Incompleta (0.976)

Para esta estación la oscilación no fue muy pronunciada, es decir su amplitud fue menor a las oscilaciones de las estaciones analizadas anteriormente. Es así que el rango de los eventos extremos calculados es de 13.83 mm. Además, el evento del periodo completo es 1.1 veces mayor al del periodo seco.

La Ecuación 29 presenta la función de distribución de probabilidad de Gumbel para el periodo completo de registros, distribución recomendada para esta estación.

$$f(x) = e^{-e^{-0.165(x-33.327)}}$$

Ecuación 29

Las rectas que permiten determinar los valores de eventos extremos para diferentes periodos de retorno y de análisis se muestran en el

Gráfico 51. Las diferencias entre los eventos extremos aumentan con el periodo de retorno. Se observa que los eventos para el periodo húmedo siempre son menores, esto debido al ajuste de la distribución a los máximos anuales de cada periodo. Sin embargo, para el periodo seco se registraron eventos menores a los del periodo completo.

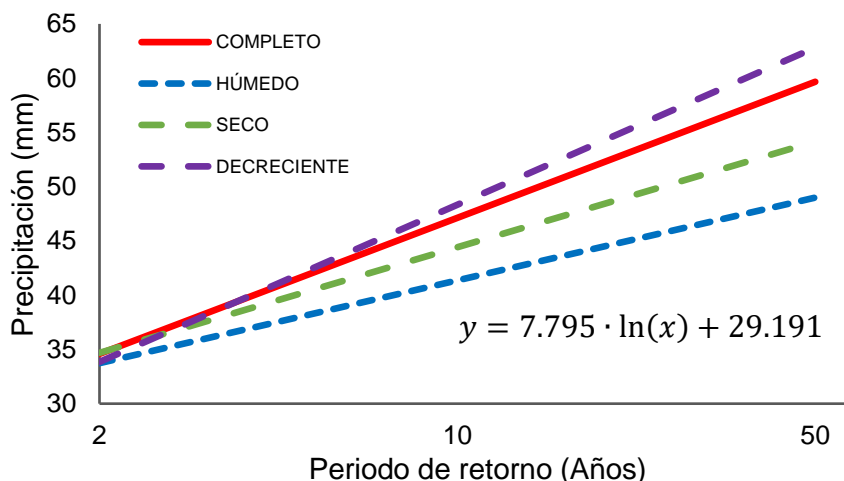


Gráfico 51: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M541

En el Gráfico 46, se aprecia que el rango de la oscilación es menor al de otras estaciones. Dentro del periodo seco analizado existe un valor máximo anual mayor al máximo anual de la serie húmeda. Lo que, al igual que en casos anteriores hace que la distribución de probabilidad altere el valor extrapolado para el evento

extremo. De igual manera que lo ocurrido con la estación M414 la lluvia máxima del año 1983 corresponde al evento de El Niño.

Con respecto al análisis de la serie completa de registros, el evento del periodo seco equivale a uno de 25 años de periodo de retorno.

3.3.7. Estación M197

Al igual que la estación analizada anteriormente, la oscilación presentada es de baja amplitud (Gráfico 52). Lo cual repercutió sobre la facilidad de selección de los periodos a analizar. Sin embargo, se propuso analizar el periodo húmedo, seco y su transición decreciente.

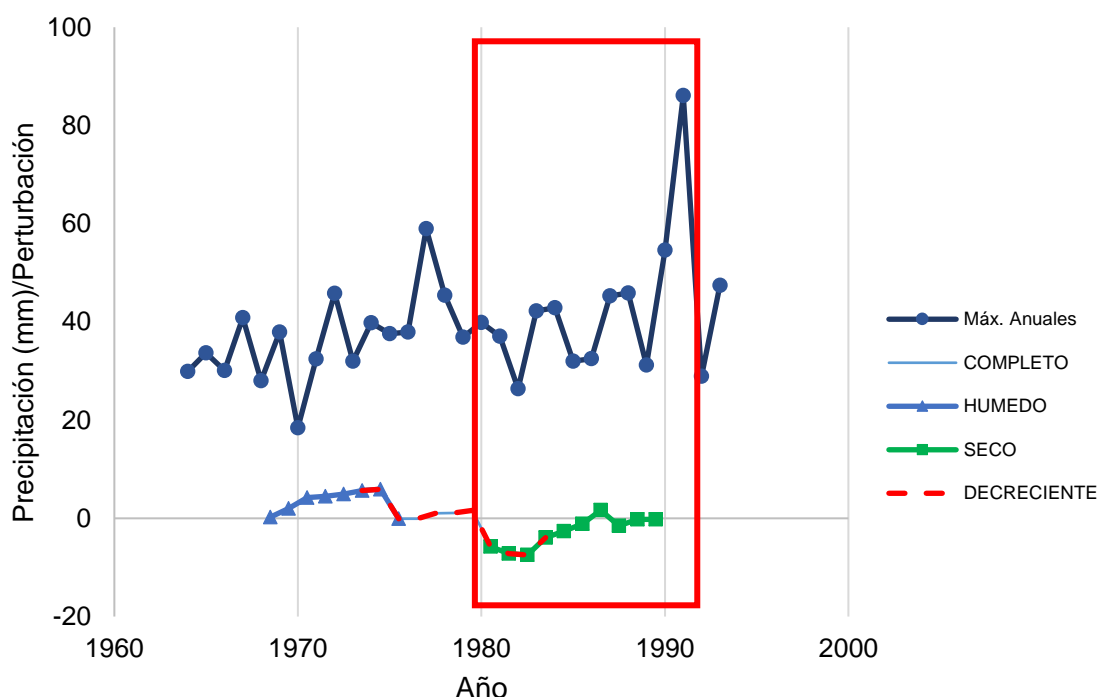


Gráfico 52: Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M197, se enmarcó el periodo seco

La serie de registros completa se ajustó mejor a las distribuciones Gumbel y Gamma Incompleta (Gráfico 53). Dichas distribuciones establecieron eventos extremos de 70.36 y 63.15 mm respectivamente.

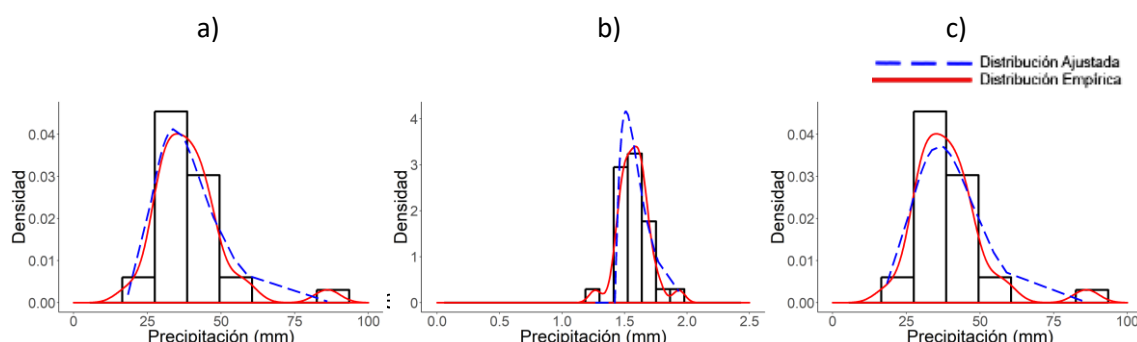


Gráfico 53: Ajuste para el periodo de registros completo, de las distribuciones: a) Gumbel (0.952), b) Log-Pearson tipo III (0.799) y c) Gamma Incompleta (0.952)

Para el periodo húmedo se ajustaron, también, las distribuciones Gumbel y Gamma Incompleta (Gráfico 54), con eventos extremos respectivos de 67.40 y 58.22 mm.

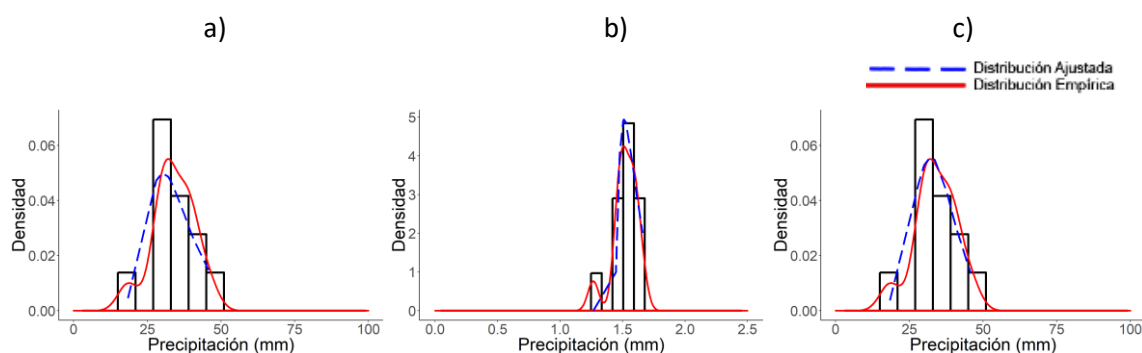


Gráfico 54: Ajuste para el periodo de registros completo, de las distribuciones: a) Gumbel (0.978), b) Log-Pearson tipo III (0.536) y c) Gamma Incompleta (0.978)

En el periodo seco se ajustó únicamente la distribución de Gumbel, su evento extremo fue de 74.06 mm. La distribución Gama incompleta no se acomodó a los valores máximos anuales ni en forma ni escala, mientras la Log-Pearson tipo III tiene el p-valor más bajo (Gráfico 55).

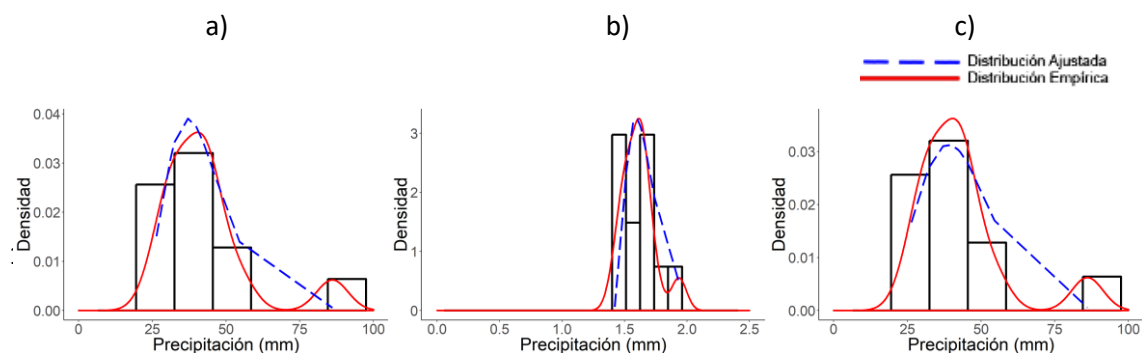


Gráfico 55: Ajuste para el periodo seco, de las distribuciones: a) Gumbel (0.988), b) Log-Pearson tipo III (0.536) y c) Gamma Incompleta (0.869)

Para el periodo decreciente las distribuciones mejor ajustadas fueron la Gumbel y la Gamma Incompleta. Debido a que la distribución de Gumbel fue la mejor ajustada en los demás periodos, se recomienda utilizarla para el análisis de eventos extremos; su evento extremo correspondiente fue de 64.11 mm.

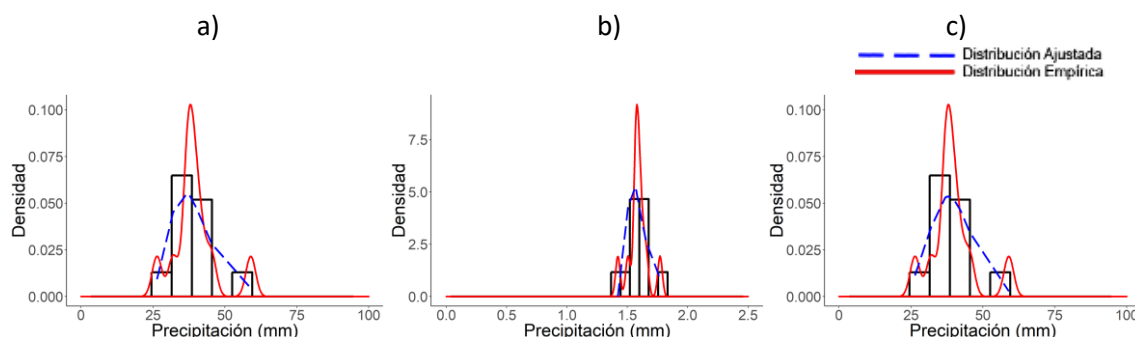


Gráfico 56: Ajuste para el periodo decreciente, de las distribuciones: a) Gumbel (0.987), b) Log-Pearson tipo III (0.833) y c) Gamma Incompleta (0.987)

En la Ecuación 30 se presenta la función de distribución de probabilidad Gumbel para el periodo completo de registros máximos anuales.

$$f(x) = e^{-e^{-0.112(x-34.191)}}$$

Ecuación 30

Las rectas que permiten obtener eventos extremos, a partir de la distribución de probabilidad de la Ecuación 30, se muestra en el Gráfico 57. Los eventos para el periodo seco son mayores en todos los casos. Las diferencias entre los eventos se mantienen constante, menos para el periodo decreciente. Lo que quiere decir que los eventos extremos calculados a partir de este periodo son subdimensionados. Y esta disminución de magnitud con respecto la serie completa aumenta con el periodo de retorno.

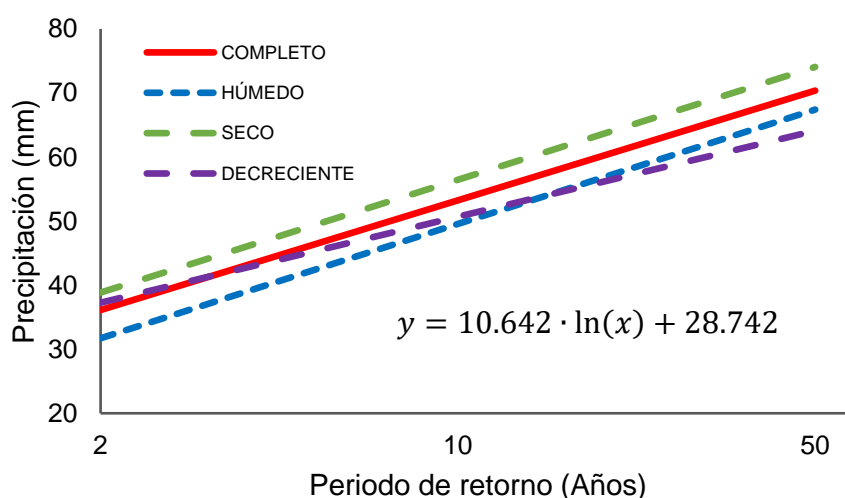


Gráfico 57: Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M197

En esta estación, al igual que en la M414, el evento extremo para el periodo seco fue mayor al de los otros periodos. Esto debido a que en el año 1991 se presenta el mayor valor máximo anual de la serie de registros (Gráfico 52). Para esta estación el rango de eventos extremos fue de 9.95 mm.

3.3.8. Estación M539

La oscilación de esta estación tiene una forma similar a la de la estación 417. En ella se distinguió el periodo húmedo, seco y su transición creciente (Gráfico 58). Al igual que la tendencia de las oscilaciones, la tendencia de los máximos anuales es creciente.

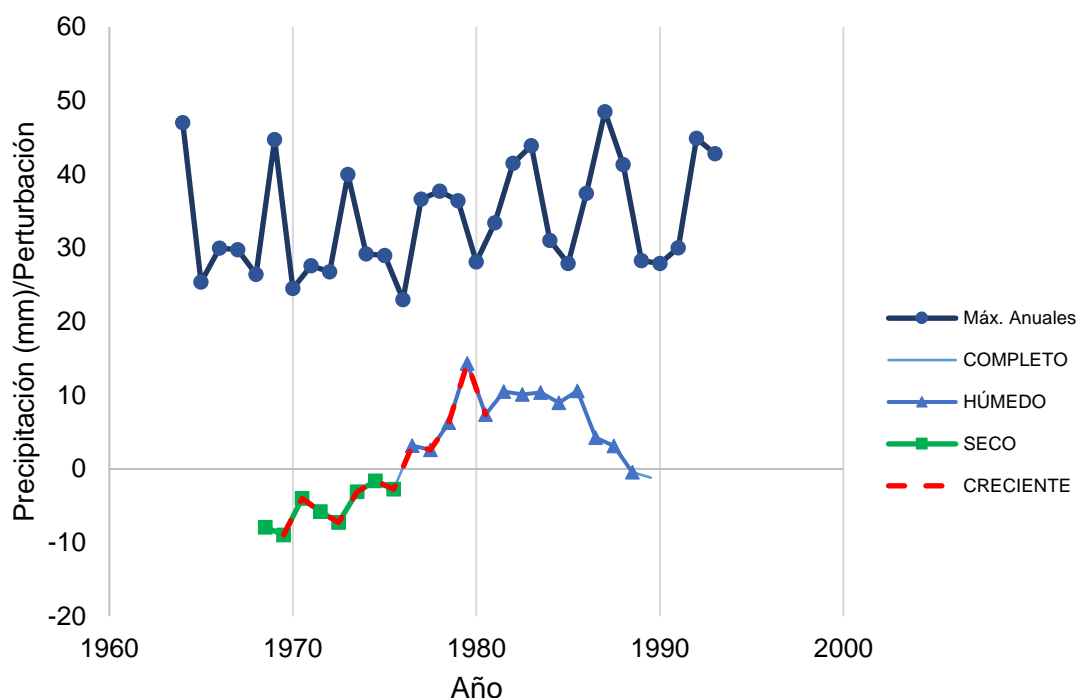


Gráfico 58. Oscilaciones decadales y series de máximos anuales para la estación M539

La estación analizada presentó el mejor ajuste con la distribución de Gumbel para el periodo completo (Gráfico 59), y un evento extremo es de 56.71 mm. Además, la distribución Log Pearson tipo III también se ajusta satisfactoriamente con un evento extremo de 60.33 mm de magnitud.

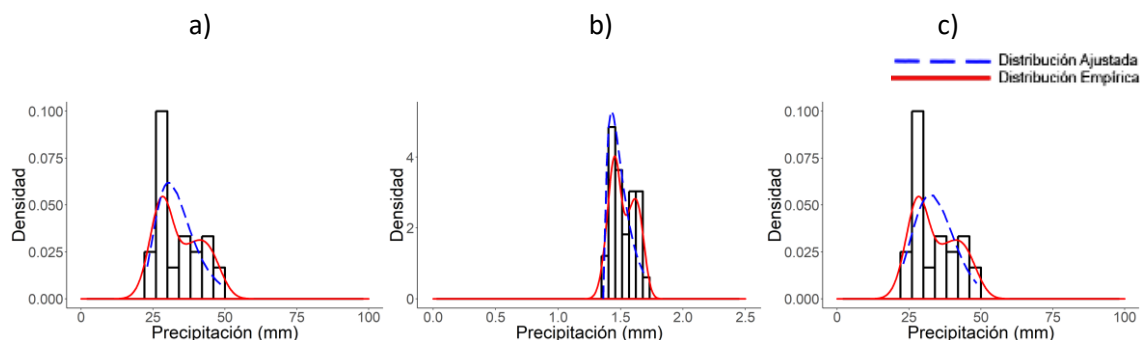


Gráfico 59: Ajuste para el periodo completo de registros para las distribuciones: a) Gumbel (0.799), b) Log-Pearson tipo III (0.769) y c) Gamma Incompleta (0.586)

Para el periodo húmedo los mejores ajustes se registraron con las distribuciones Gumbel y Gamma Incompleta (Gráfico 60), sus eventos extremos tuvieron magnitudes de 64.36 y 58.35 mm, respectivamente.

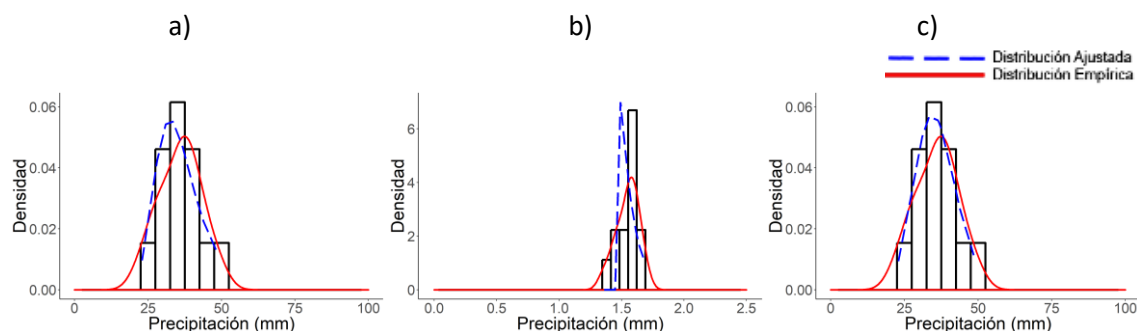


Gráfico 60: Ajuste para el periodo húmedo de las distribuciones: a) Gumbel (0.997), b) Log-Pearson tipo III (0.779) y c) Gamma Incompleta (0.995)

Por su parte para el periodo seco se ajustó mejor la distribución Log-Pearson tipo III (Gráfico 61), su evento extremo es de 56.33 mm; y, en el caso de la distribución Gumbel el evento extremo tuvo una magnitud de 47.27 mm.

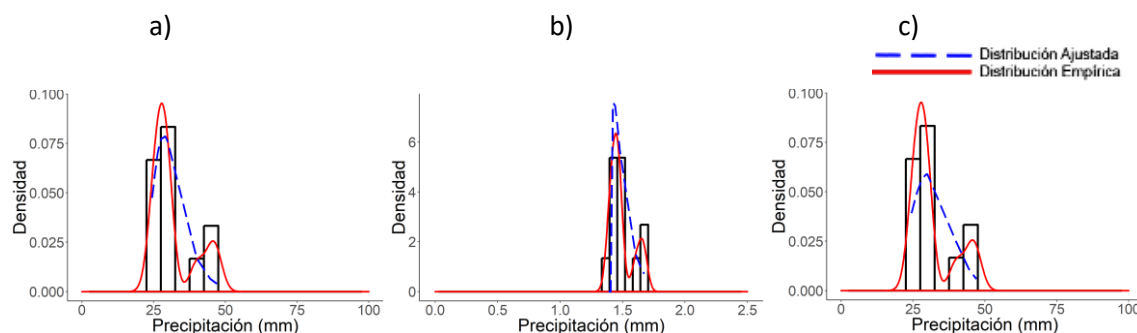
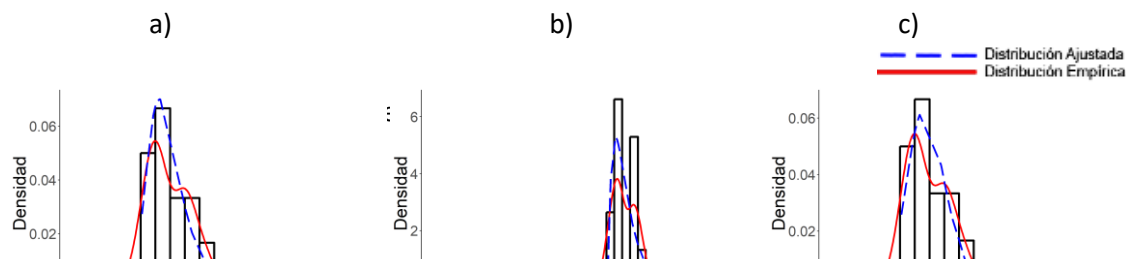


Gráfico 61: Ajuste para el periodo seco de las distribuciones: a) Gumbel (0.556), b) Log-Pearson tipo III (0.998) y c) Gamma Incompleta (0.531)

El periodo de transición encontrado en la oscilación fue el creciente, la distribución que mejor se ajustó fue la Gumbel (Gráfico 62), y su evento extremo correspondiente de 52.08 mm.



En los eventos extremos de esta estación, al igual que en la M418, M045 y M538, el correspondiente al periodo húmedo tiene mayor magnitud que el del seco. Y, al igual que en las estaciones M418, M045 y M541 el evento para el periodo seco es menor que el de la serie completa. El factor de escala muestra que el evento del periodo húmedo es 1.36 veces mayor al del seco; y, 1.13 veces mayor al de la serie completa. El rango presentado dentro de los eventos extremos calculados es de 17.09 mm, que representa el 36% de la magnitud del evento para el periodo seco.

En este caso si existe histéresis causada por el periodo seco dentro del periodo creciente. Lo que significa que los eventos no aumentan su magnitud de inmediato, al pasar al periodo húmedo.

La función de distribución de probabilidad de Gumbel, recomendada para el cálculo de eventos extremos de la estación, se presenta en la Ecuación 31.

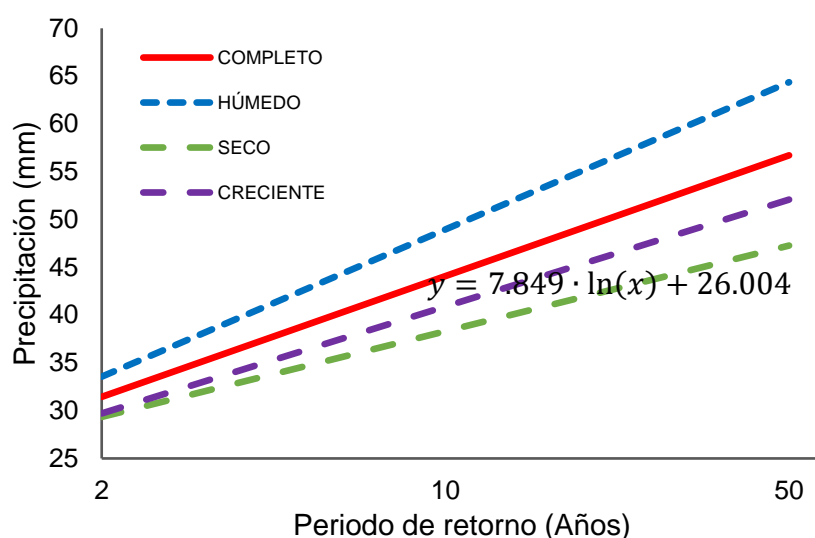
$$f(x) = e^{-e^{-0.169(x-30.507)}}$$

Ecuación 31

Las correspondientes rectas para la determinación de eventos extremos se muestran en el

Gráfico 63, junto con la ecuación para la recta del periodo seco. Al igual que en la mayoría de los gráficos, se pudo ver que el evento para el periodo de retorno de 50 años del periodo seco, corresponde al de un periodo de retorno menor en el análisis del periodo completo. Así también, el evento extremo para el intervalo húmedo corresponde a uno de mayor periodo de retorno en la serie completa.

Es así que el evento con 50 años de periodo de retorno en el periodo seco corresponde a uno de 15 años en el análisis de la serie completa de registros. Por otro lado, el evento del periodo húmedo corresponde a uno de 133 años de periodo de retorno, para la serie completa de registros. El rango de eventos extremos es de 17.10 mm.



Gráfico

63:

Eventos extremos para diferentes periodos de retorno, correspondientes a los periodos analizados de la estación M539

3.4. Curvas IDF

En la determinación de las curvas IDF se encontró un grupo de 4 estaciones (M418, M541, M197 y M539) cuyas curvas IDF quedaban mejor representadas por el modelo de Wenzel. Particularmente, dichas estaciones pertenecen al régimen bimodal 1y están ubicadas en la zona central de la cuenca. La relación intensidad-duración-frecuencia del segundo grupo de estaciones (M417, M414, M045 y M538) quedó mejor representada por la ecuación de Merrill. De estas estaciones la M417 pertenece al régimen de precipitación bimodal 2, ubicado en la parte occidental, la más alta de la cuenca. Las tres estaciones restantes pertenecen al régimen bimodal y están ubicadas al oriente de la cuenca.

Se han representado las curvas IDF para un periodo de retorno de 50 años, dentro de cada periodo analizado, para duraciones entre 15 y 720 minutos. Estas representaciones se han clasificado, en base a los resultados de la sección anterior, en dos grupos. El primero corresponde a estaciones en las que se analizaron la mayor cantidad de periodos. Estas no tienen alteración en el cálculo de los eventos extremos debido por un máximo anual que supera a los máximos del periodo.

En el Gráfico 64 se observa que las curvas IDF cambian de forma según la estación, y de posición según el periodo analizado. La curva de la estación M418 (a) correspondiente al periodo completo es la de mayores intensidades. Esto debido a que su oscilación comprendía además del periodo húmedo analizado, el inicio de otro periodo de similares características. Además, se puede ver que la curva correspondiente al periodo seco es la de menores intensidades. Las curvas para esta estación muestran un cambio uniforme de intensidades respecto a su duración.

La estación M045 (b) presentó mayores intensidades; no obstante, su forma indica una disminución más uniforme de la intensidad con el aumento de la duración del evento. Se pudo observar que las intensidades para el periodo húmedo son mayores

a las del periodo completo, y estás mayores a las del periodo seco. También, en las intensidades para el periodo decreciente se nota la ausencia de histéresis por parte del periodo húmedo, pues la curva de este periodo se ubica más abajo que todas.

Para la estación M538 (c) se tuvo el menor rango de eventos extremos, lo cual se ve reflejado en la mínima separación de las curvas de cada periodo. En la forma de las curvas IDF se observa que existe una rápida disminución de la intensidad de los eventos para cuando la duración aumenta hasta los 100 minutos.

La estación M539 (d) está representada por la curva más plana, pues para esta estación se registraron los menores eventos extremos. Se puede identificar que la curva del periodo húmedo presenta mayores intensidades que las de los periodos completo y seco, en ese orden.

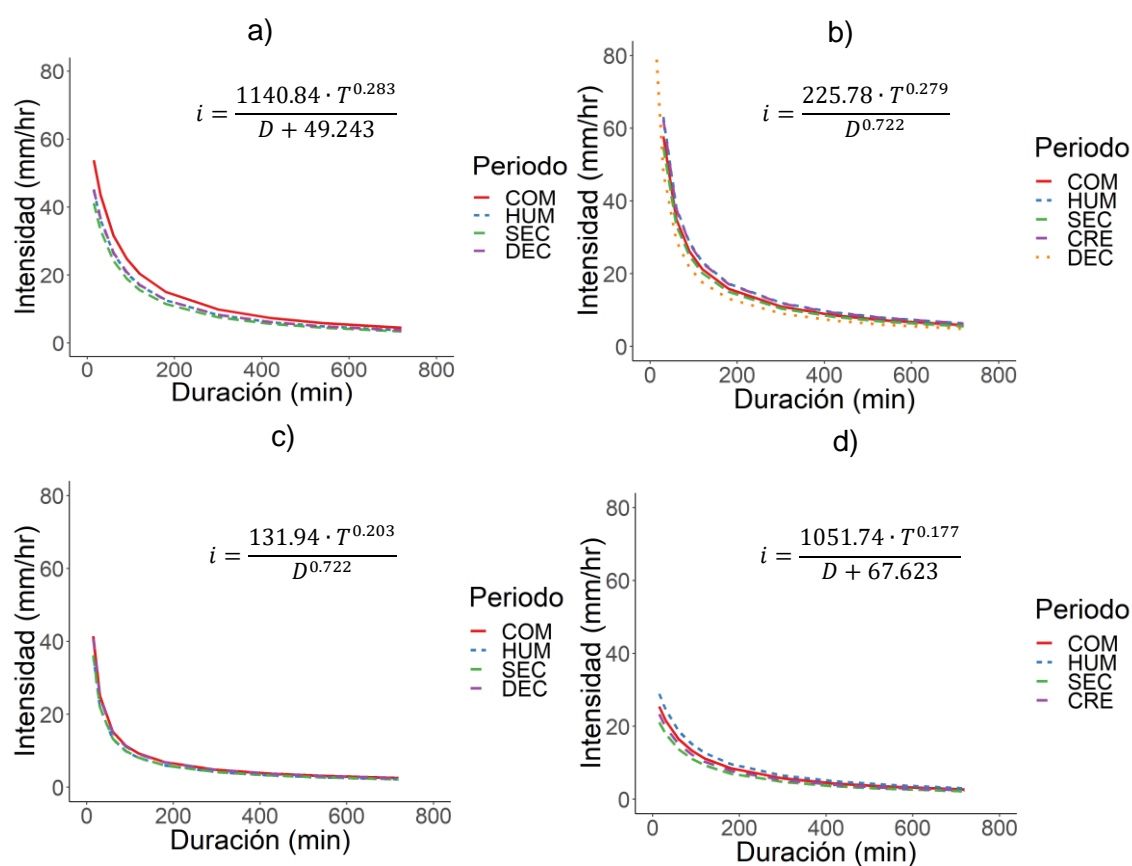


Gráfico 64: Curvas IDF para los periodos analizados en las estaciones: a) M418 (RMSE=0.015), b) M045 (RMSE=0.057), c) M538 (RMSE=0.024) y d) M539 (RMSE=0.008)

El segundo grupo consta de las estaciones que no comprendieron al menos cuatro periodos de análisis, incluido el completo. Además, aquellas estaciones con baja amplitud de oscilación y aquellas con un evento extremo que altera las predicciones de la distribución de probabilidad. En general se observan curvas más juntas entre sí y sin un orden específico (Gráfico 65).

Todas las intensidades representadas por el modelo de Merrill-Bernard disminuyen rápidamente para un aumento de la duración del evento de hasta una hora. Para las intensidades representadas por el modelo de Wenzel la tasa de disminución es menor.

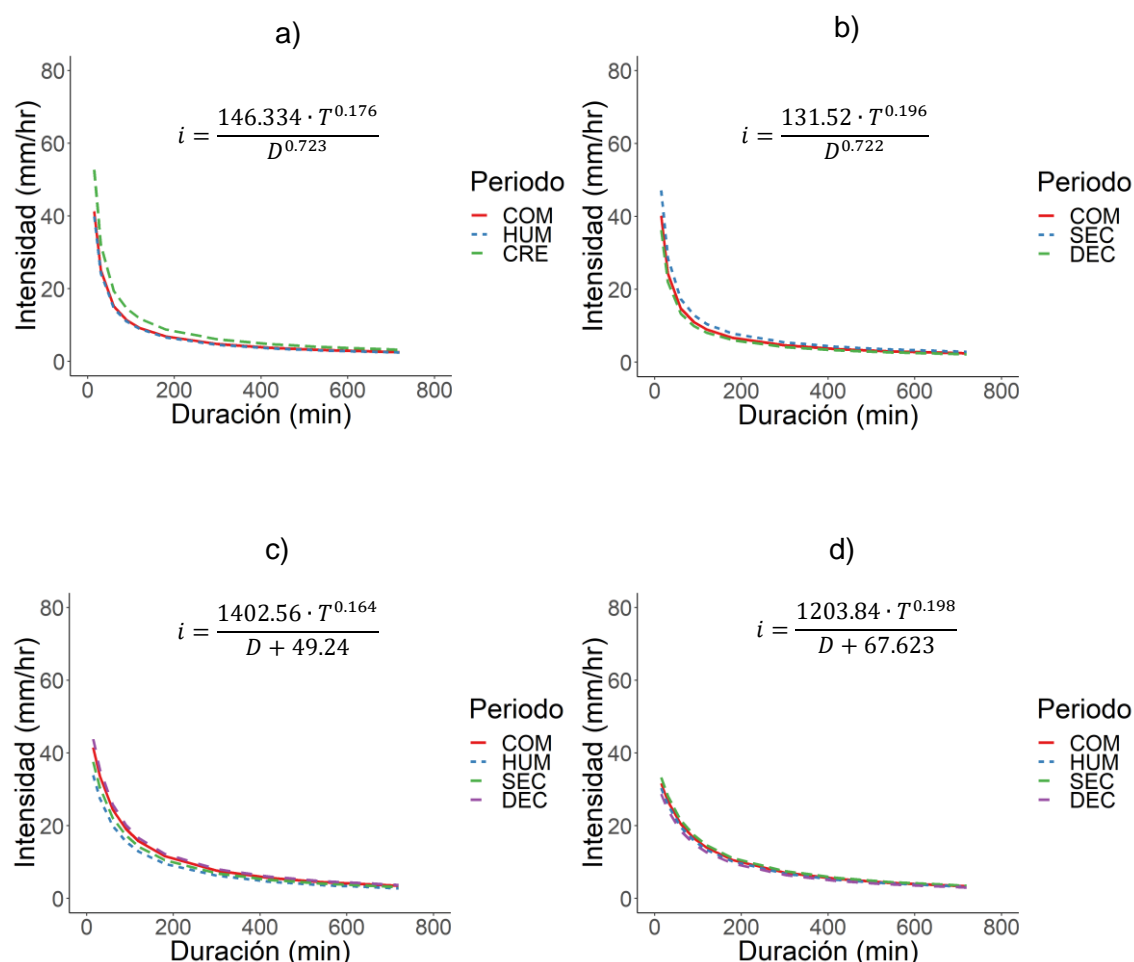


Gráfico 65: Curvas IDF para los periodos analizados en las estaciones: a) M417 (RMSE=0.024), b) M414 (RMSE=0.024), c) M541 (RMSE=0.008) y d) M197 (RMSE=0.019)

En todas las curvas se observa que, para duraciones mayores a 600 minutos, las diferencias de las intensidades para todos los periodos son mínimas.

Las estaciones analizadas por INAMHI no corresponden a las analizadas en el presente estudio, y los periodos analizados comprenden registros hasta el 2011. Sin embargo, para las estaciones más cercanas se pudo identificar que existe un

aumento de intensidad al incluir los registros más recientes. También hay diferentes coeficientes para las curvas IDF, por lo que determinar el periodo analizado es de vital importancia.

La máxima diferencia entre intensidades del periodo húmedo con respecto al seco, para un evento de una hora de duración fue de 7.2 mm/hr. Mientras que el rango promedio entre periodos con máxima y mínima intensidad, para un evento de una hora, es de 4.2 mm/hr.

4. CONCLUSIONES OBSERVACIONES Y RECOMENDACIONES

En el presente estudio se han calculado y comparado lluvias extremas con un periodo de retorno de 50 años, para diferentes intervalos de tiempo del registro histórico de precipitación, en 8 estaciones de la cuenca del Río Paute. Los intervalos de análisis se eligieron en base a las perturbaciones positivas (periodo húmedo) y negativas (periodo seco), de las oscilaciones decadales de precipitación propuestas para la cuenca entre 1964 y 1993. Para el cálculo se propuso una metodología basada en la identificación de la distribución de probabilidad mejor ajustada a los máximos anuales del periodo analizado. Con la finalidad de establecer gráficamente las distribuciones se determinaron las ecuaciones de las curvas IDF para cada estación.

La determinación de las ecuaciones de curvas IDF comprendió el análisis diario de precipitación en la cuenca. Para lo que se usaron 6 estaciones con registros cada 5 minutos dispersas en toda la cuenca.

Conclusiones

La variabilidad de las magnitudes de eventos con diferentes duraciones fue alta. El rango de magnitudes de los eventos con duraciones superiores a 120 minutos, así como la presencia de estos, disminuye cuando la estación se ubica aguas arriba de la desembocadura de la cuenca. Además, las magnitudes de eventos con duraciones mayores a 180 minutos exceden los 10 mm, en las estaciones ubicadas en la zona central de la cuenca. Y, los eventos con mayor presencia en todas las estaciones analizadas son los de 5 y 60 minutos de duración en ese orden.

La relación entre la precipitación subdiaria y el total diario, para un periodo de retorno de dos años, sigue una tendencia creciente. Las relaciones para la estación Mazar presentaron un ajuste lineal, que muestra un aumento constante de la significancia del evento según su duración. Por otro lado, en las estaciones ubicadas aguas arriba de la cuenca el ajuste fue logarítmico. Lo que permitió establecer que, para eventos con duraciones mayores a una hora la tasa de aumento de la significancia del evento subdiario es baja.

Para todas las estaciones el ajuste óptimo de la distribución de probabilidad dependió del periodo analizado. Sin embargo, la distribución Gumbel es la que mejor se acomoda a la mayoría de estaciones y en gran parte de los periodos

analizados. A excepción de las estaciones ubicadas en la parte oriental, cerca de la desembocadura de la cuenca. En las que las distribuciones de tipo Gamma (Log-Pearson tipo III y Gamma Incompleta) son las que mejor se ajustan.

En las estaciones con una amplitud de oscilación mayor a 20 se determinó que los eventos extremos para periodos húmedos son mayores a los de la serie completa, y/o estos mayores a los de periodos secos. Así se encontró que un evento para periodo de retorno de 50 años, en el análisis de la serie húmeda, equivale a un evento de periodo de retorno al menos 2 veces mayor en el análisis de la serie completa de registros. Y, el evento de la serie seca para un periodo de retorno de 50 años, equivale a un periodo de retorno tres veces menor en la serie completa.

En concordancia con los regímenes de precipitación las intensidades para las lluvias extremas, en la parte media de la cuenca (BM1), son las menores. Mientras que en la desembocadura de la cuenca y en la parte alta, UM2 y BM2 respectivamente, se encontraron mayores intensidades.

Observaciones

El análisis de un periodo seco, en lugar de la serie completa de registros es el escenario de mayor riesgo en la determinación de una lluvia de diseño. En el caso de existencia de incertidumbre del periodo de análisis, se recomienda usar un factor de mayoración de 1.3. Obtenido de las relaciones de factor de escala promedio para esta situación.

Existieron estaciones en las que se encontró discordancia entre los eventos extremos y el periodo de análisis. Como el caso de que el evento extremo para el periodo húmedo sea mayor al del seco. Situación que se debe a la existencia de un registro máximo anual mayor a todos los de la serie completa. Esto cambia las frecuencias y densidades de distribución de probabilidad, y, consecuentemente el pronóstico de la distribución.

Particularmente se observó que en las estaciones M417, M414, M541 y M197 tuvieron lugar eventos El Niño de magnitud fuerte y muy fuerte. Estos eventos correspondieron con intervalos de análisis de periodos secos y decrecientes. Lo que aumentó la magnitud de los eventos extremos del periodo analizado, a tal punto de ser mayores a los de periodos húmedos y completos.

El modelo de Merrill-Bernard coincide con el propuesto por el INAMHI para la zona oriental de la cuenca. No así el modelo de Wenzel que es el mejor ajustado para la zona central y alta de la cuenca.

Recomendaciones

Es necesario establecer una relación espacial entre los diferentes ajustes de distribuciones de probabilidad para todas las regiones de cuenca. Lo mismo es necesario para los modelos de curvas IDF.



Se recomienda hacer futuros análisis incluyendo los registros de precipitación de los últimos 30 años. Además, se recomienda cotejar la tendencia de las oscilaciones con la tendencia de la curva de media móvil para los valores máximos anuales.

Es necesario actualizar a nivel nacional las ecuaciones para curvas IDF de manera periódica y utilizando varios modelos. De manera que se pueda elegir el que mejor se ajuste a cada zona del país.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Aparicio Mijares, F. J. (2004). Aparicio Mijares, F. J. (2004). Fundamentos de hidrología de superficie. México D.F.: Limusa.
- Campos, D. (1984). Procesos del ciclo hidrológico. San Luis Potosí: UASLP.
- Arnbjerg-Nielsen, K., Willems, P., Olsson, J., Beecham, S., Pathirana, A., Gregersen, I., & Nguyen, V. (2013). Impacts of climate change on rainfall extremes and urban drainage systems: a review. *Water Science and Technology*, 68(1), 16-28.
- Barber, R. T., & Chavez, F. P. (1983). Biological consequences of el nino. *Science*, 222(4629), 1203-1210.
- Campoazano, L., Sánchez, E., Aviles, A., & Samaniego, E. (2014). Evaluation of infilling methods for time series of daily precipitation and temperature: The case of the Ecuadorian Andes. *Maskana*, 5(1), 99-115.
- Celleri, R., Willems, P., Buytaert, W., & Feyen, J. (2007). Space-time rainfall variability in the Paute basin, Ecuadorian Andes. *Hydrological Processes*, 21(24), 3316-3327.
- Chow, V., Maidment, D., & Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada*. Bogotá: McGRAW-HILL INTERAMERICANA, S.A.
- Coltorti, M. (2000). Geomorphic and tectonic evolution of the Ecuadorian Andes. *Geomorphology*, 32(1-2), 1-19.
- Gregersen, I., Arnbjerg-Nielsen, K., & Madsen, H. (2010). Parametric analysis of regional trends in observed extreme rainfall in Denmark. *Proceedings of the International Workshop on Advances in Statistical Hydrology*, 23-25.
- Huang, Q., Chen, Y., Li, X., & Xu, S. (2008). Chapter 3 People's Republic of China. *Asian Pacific FRIEND Rainfall Intensity Duration Frequency (IDF) Analysis for the Asia Pacific Region*, 12-22.
- Ibrahim, A. (2008). Chapter 4 Indonesia. *Asian Pacific FRIEND Rainfall Intensity Duration Frequency (IDF) Analysis for the Asia Pacific Region*, 23-31.
- INAMHI (Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, EC). *Analítico: Anuarios meteorológicos 2000-2005*.
- INAMHI. (2015). *Determinacion de ecuaciones para el calculo de intensidades maxias de precipitacion. Actualizacion Del Estudio de Lluvias Intensas*. . Quito: INAMHI.
- Madsen, H., Arnbjerg-Nielsen, K., & Mikkelsen, P. (2009). Update of regional intensity-duration-frequency curves in Denmark: tendency towards increased storm intensities. *Atmospheric Research*, 343-349.



- Marengo, J. (1995). Variations and change in South American streamflow. *Climatic Change*, 31(1), 99-117.
- Montgomery, D., & Runger, G. (2010). *Applied statistics and probability for engineers*. John Wiley & Sons.
- Mora, D. E., & Willems, P. (2012). Decadal oscillations in rainfall and air temperature in the Paute River Basin—Southern Andes of Ecuador. *Theoretical and Applied Climatology*, 108(1-2), 267-282.
- Mora, D. E., Wyseure, G., & Willems, P. (2014). Gap filling based on a quantile perturbation factor technique. *Proceedings of 11th International Conference on Hydroinformatics*, (págs. 1-8). New York.
- Mora, D., Campoazano, L., Cisneros, F., Wyseure, G., & Willems, P. (2014). Climate changes of hydrometeorological and hydrological extremes in the Paute basin, Ecuadorean Andes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 631-648.
- Ntegeka, V., & Willems, P. (2008). Trends and multidecadal oscillations in rainfall extremes, based on a more than 100-year time series of 10 min rainfall intensities at Uccle, Belgium. *Water Resources Research*, 44(7).
- Orellana-Alvear, J., Céleri, R., Rollenbeck, R., & Bendix, J. (2017). Analysis of Rain Types and Their Z–R Relationships at Different Locations in the High Andes of Southern Ecuador. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(11), 3065-3080.
- Pasquini, A. I., & Depetris, P. J. (2007). Discharge trends and flow dynamics of South American rivers draining the southern Atlantic seaboard: An overview. *Journal of hydrology*, 333(2-4), 385 - 399.
- PACC, D. (2009). *Modelación hidrológica y de recursos hídricos de la cuenca del Río Paute*. Santiago: Pontificia Universidad Católica de Chile.
- Rientjes, T. H., Haile, A. T., Kebede, E., Mannaerts, C. M., Habib, E., & Steenhuis, T. S. (2011). Changes in land cover, rainfall and stream flow in Upper Gilgel Abbay catchment, Blue Nile basin-Ethiopia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(6), 1979.
- Seneviratne, S., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C., Kanae, S., Kossin, J., . . . Zhang, X. (2012). Changes in climate extremes and their impacts on the natural. En C. Field, V. Barros, T. Stocker, D. Qin, D. Dokken, K. Ebi, . . . P. Midgley, *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* (págs. 109-230). NY, USA: A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York.



- Takara, K., & Nhat, L. M. (2008). Chapter 5 Japan. Asian Pacific FRIEND Rainfall Intensity Duration Frequency (IDF) Analysis for the Asia Pacific Region, 32-52.
- Taye, M., Willems, P., & Block, P. (2015). Implications of climate change on hydrological extremes in the Blue Nile basin: a review. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4, 280-293.
- Urgilés, M. G. (2015). *Análisis Espacio-Temporal de Precipitaciones e Intensidades: Obtención de histogramas de Diseño en la CUenca alta del Río Paute*. Cuenca: Universidad de Cuenca.
- Vuille, M., Bradley, R., & Keimig, F. (2000). Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13(14), 2520-2535.
- Vuille, M., Bradley, R., & Keimig, F. (2000). Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D10), 12447-12460.
- Willems, P. (2013). Multidecadal oscillatory behaviour of rainfall extremes in Europe. *Climatic Change*, 120(4), 931-944.
- Willems, P. (2013). Revision of urban drainage design rules after assessment of climate change impacts on precipitation extremes at Uccle, Belgium. *Journal of Hydrology*, 496, 166-177.
- Willems, P., & Vrac, M. (2011). Statistical precipitation downscaling for small-scale hydrological impact investigations of climate change. *Journal of Hydrology*, 402(3-4), 193-205.
- Willems, P., Arnbjerg-Nielsen, K., Olsson, J., & Nguyen, V. (2012). Climate change impact assessment on urban rainfall extremes and urban drainage: Methods and shortcomings. *Atmospheric research*, 103, 106-118.